



MICROMÉTÉORITES CONCORDIA: DES NEIGES ANTARCTIQUES AUX GLACES COMÉTAIRES

Elena Dobrica

► To cite this version:

Elena Dobrica. MICROMÉTÉORITES CONCORDIA: DES NEIGES ANTARCTIQUES AUX GLACES COMÉTAIRES. Planète et Univers [physics]. Université Paris Sud - Paris XI, 2010. Français. NNT: . tel-00602286

HAL Id: tel-00602286

<https://theses.hal.science/tel-00602286>

Submitted on 22 Jun 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITE PARIS SUD

THÈSE

Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse

Ecole Doctorale: Astronomie et Astrophysique d'Ile de France

Pour obtenir le grade de

Docteur

par

Elena Dobrică

MICROMÉTÉORITES CONCORDIA: DES NEIGES ANTARCTIQUES AUX GLACES COMÉTAIRES

Soutenue le 17 septembre 2010 devant la Commission d'examen :

Jury

Cécile Engrand	Centre de Spectrométrie Nucléaire et Spectrométrie de Masse - Orsay	Directrice de thèse
Guy Libourel	Centre de Recherches pétrographiques et géochimiques - Nancy	Rapporteur
Mike E. Zolensky	Astromaterials Research and Exploration Science - Houston	Rapporteur
Guillaume Pineau des Forets	Institut d'Astrophysique Spatiale - Orsay	Examineur
Hugues Leroux	Unité Matériaux et Transformations - Lille	Examineur
Eric Quirico	Laboratoire de Planétologie de Grenoble	Examineur

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements.....	3
Introduction générale.....	5
1. LE SYSTEME SOLAIRE VU PAR LA MATIERE EXTRATERRESTRE	7
1.1. Formation du système solaire	8
1.2. Formation et recyclage de matière dans le système solaire.....	11
1.3. Archives pour remonter dans le temps	12
1.3.1. Météorites: classification et origine	13
1.3.2. Poussières cosmiques	19
1.3.2.1. Particules de poussières collectées dans la stratosphère terrestre (IDPs).....	19
1.3.2.2. Micrométéorites (MMs) collectées à la surface terrestre.....	20
1.3.2.2.1. Les collectes au Pôle Sud – Antarctique	22
1.3.2.2.2. Identification des micrométéorites	23
1.3.2.2.3. Classification des micrométéorites	24
1.3.3. Echantillons cométaires: retour de la mission spatiale Stardust	26
1.3.4. Astromatériaux dans les corps non différenciés	27
1.4. Informations apportées par les météorites sur la formation du système solaire	28
1.4.1. Minéralogie des météorites : séquence de condensation	28
1.4.2. Contraintes isotopiques	30
1.4.2.1. Les isotopes de l'oxygène	30
1.4.2.2. Les isotopes de l'hydrogène	31
2. OUTILS ET METHODES	39
2.1. Préparation des échantillons	40
2.1.1. Des filtres antarctiques à la première visualisation (microscopie électronique à balayage et microsonde électronique).....	40
2.1.2. Pour la spectrométrie Raman	41
2.1.3. Pour la microscopie électronique en transmission	41
2.1.4. Pour la sonde ionique (NanoSIMS).....	43
2.2. Spectroscopie Raman.....	44
2.2.1. Principe de l'effet Raman	44
2.2.2. Protocole expérimental	45
2.2.3. Analyse des spectres Raman	46
2.3. Microscopies électroniques analytiques.....	47
2.3.1. Microscope électronique à balayage.....	47
2.3.2. Microscope électronique en transmission	49
2.3.3. Microanalyse X.....	53
2.3.3.1. Analyse quantitative et calculs de correction	54
2.3.3.2. Cartographies spectrales et hyperspectrales	55
2.4. Sonde Ionique (NanoSIMS).....	55
3. UNE ORIGINE COMETAIRE POUR LES MICROMETEORITES CHONDRITIQUES?	59
3.1. Introduction	60
3.2. Echantillons	61
3.2.1. Micrométéorites Antarctiques (MMAs)	61
3.2.2. Echantillons Stardust (comète 81P/Wild 2)	66
3.3. Compositions globales	67
3.4. Propriétés minéralogiques.....	68
3.4.1. Minéraux réfractaires et chondres	68

3.4.2.	Silicates.....	70
3.4.3.	Sulfures de Fe-Ni.....	72
3.4.4.	Silicates hydratés.....	73
3.4.5.	Carbonates.....	74
3.5.	Compositions isotopiques	74
3.5.1.	Composition isotopique de l'hydrogène.....	74
3.5.2.	Composition isotopique de l'oxygène	75
3.6.	Connexion entre les micrométéorites et les échantillons de la comète Wild 2	76
3.7.	Un échantillonnage non biaisé de la matière interplanétaire primitive ?.	79
3.8.	Conclusions	80
4.	CARACTERISATION STRUCTURALE DE LA MATIERE CARBONÉE DES MICROMETEORITES ANTARCTIQUES.....	83
4.1.	Introduction	84
4.2.	Échantillons	84
4.3.	Résultats	87
4.4.	Discussion	91
4.4.1.	Effets d'oxydation de la matière carbonée lors de l'entrée dans l'atmosphère terrestre	91
4.4.2.	Comparaison avec les chondrites carbonées et ordinaires, les particules de poussière interplanétaire (IDPs) et les échantillons Stardust	92
4.4.3.	Le groupement nitrile (CN).....	94
4.5.	Conclusions.....	94
5.	LES MICROMETEORITES ULTRACARBONEES : UNE NOUVELLE FAMILLE DE GRAINS COMETAIRES?	97
5.1.	Echantillons et méthodes d'analyses.....	98
5.2.	Résultats	100
5.2.1.	Etude des microstructures et compositions par microscopie électronique en transmission	100
5.2.1.1.	Matière carbonée.....	100
5.2.1.2.	Phases minérales	102
5.2.1.2.1.	Phases cristallines	103
5.2.1.2.2.	Des objets similaires aux GEMS.....	108
5.2.1.2.3.	Microtextures ignées.....	110
5.2.2.	Mesure des compositions isotopiques par NanoSIMS	114
5.3.	Discussion.....	117
5.3.1.	Structure de la matière carbonée.....	117
5.3.2.	Formation des minéraux des UCAMMs.....	118
5.3.3.	Origine des UCAMMs.....	120
5.3.4.	Origine des enrichissements en deutérium	121
5.3.5.	Hétérogénéité isotopique de la matière carbonée	121
5.4.	Conclusions.....	123
6.	CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	125
7.	ANNEXES.....	129
8.	BIBLIOGRAPHIE.....	147

REMERCIEMENTS

*“Le scepticisme est l’élégance de l’anxiété.”
Emil Cioran*

Après une recherche de trois ans au pays du monde extraterrestre microscopique, arrive le temps des remerciements.

Je remercie Gabriel Chardin, directeur du CSNSM où ce travail de thèse a été mené pendant 3 ans.

Je remercie tout particulièrement Cécile Engrand, qui a accepté d’être ma directrice de thèse et qui, par son attention et ses divers conseils, remarques et encouragements, m’a toujours donné envie de continuer à chercher des réponses. Je remercie également Jean Duprat, qui a suivi mon encadrement au CSNSM.

Je remercie chaleureusement Guy Libourel et Mike Zolensky d’avoir accepté de rapporter sur ce travail. Je n’oublie pas Hugues Leroux qui m’a fait partager son enthousiasme et son expertise pour le microscope électronique en transmission, et je le remercie pour les discussions fructueuses, et pour l’honneur qu’il me fait en acceptant de faire partie de mon jury. Merci à Eric Quirico d’avoir guidé mes pas en spectroscopie Raman des micrométéorites, et d’avoir participé à mon jury. Je remercie également Guillaume Pineau des Forêts d’avoir accepté de présider le jury.

Je souhaite également remercier tous les membres du projet ORIGINS, et spécialement : Sara, Matthieu, Luigi et Guy. Je n’oublie pas Jean-Noël Rouzaud, Jérôme Aléon et Michel Maurette qui m’ont fait profiter de leur expérience tout au long de mon travail. Je remercie également Jean Dominique, Georges Slodzian et Francois Naulin pour les discussions intéressantes vers d’autres perspectives.

J’ai eu le plaisir de partager de temps en temps un bureau avec Emeline : deux ans de franche camaraderie qui ont fait naître des liens d’amitié. Je voudrais remercier Loïc d’être à mes côtés avec sa joie et sa décontraction en toutes circonstances dans les moments clés pour m’aider à franchir les difficultés.

Merci également à tous les autres membres du laboratoire notamment : Réjane, Sonia, Patricia, Annie, Kim et Michèle qui m’ont accompagnée dans toutes les démarches administratives. J’adresse également des remerciements aux mécaniciens et aux électroniciens du CSNSM avec qui j’ai passé de bons moments chaque midi à la cantine.

Je tiens également à remercier ma mère et ma sœur pour leur soutien tout au long de mes études.

Je n’oublie pas également les autres thésards: Julien, Aurélien C. et T., Céline, Mathias, Manuel, Giacomo.

Enfin, merci au lecteur anonyme de cette thèse, en espérant qu’il y trouvera ce qu’il est venu y chercher.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

“Quand on commence, on ne sait
pas comment ça finira.”
Hérodote

Les comètes sont parmi les corps interplanétaires contenant les “ingrédients” les mieux préservés du système solaire. Avant le retour d'échantillons de la comète 81P/Wild 2 par la mission Stardust en 2006, les seuls échantillons disponibles en laboratoire pour élucider les processus de la formation et de l'évolution du système solaire étaient des fragments de certaines météorites primitives (chondrites carbonées), les particules de poussières interplanétaires collectées dans la stratosphère par la NASA (IDPs - *Interplanetary Dust Particules*) et les micrométéorites (MMs) recueillies à la surface terrestre. Une large partie de l'architecture du système solaire est construite à partir des caractéristiques de ces échantillons. Ces objets se sont formés par des processus divers et dans des régions différentes du disque protoplanétaire. La majorité des météorites primitives proviennent de fragments d'astéroïdes des régions internes du disque protoplanétaire ; les grains de poussières (IDPs et MMs) peuvent provenir soit d'astéroïdes primitifs soit de comètes. Les échantillons de la comète 81P/Wild 2 ont révélé des fragments ressemblant aux composés des météorites chondritiques (minéraux réfractaires, chondres...). Ces résultats suggèrent fortement la présence d'un continuum entre les matériaux qui forment les astéroïdes et les comètes.

C'est dans le contexte de nouvelles informations révélées par les particules de la comète 81P/Wild 2 que le travail de cette thèse a débuté. Les processus qui se sont déroulés dans les premiers millions d'années du système solaire sont explorés en analysant quelques dizaines de microgrammes de poussières. Ces quelques grains font partie des dizaines de milliers de tonnes de poussières extraterrestres qui chutent sur la surface de la Terre chaque année. Les micrométéorites échantillonnent la matière provenant des astéroïdes et des comètes. Elles sont constituées d'assemblages complexes de phases minérales et de matière carbonée. Leur taille est comprise entre 30 μm et $\sim 500 \mu\text{m}$. Elles représentent essentiellement de l'apport de matière extraterrestre sur Terre.

Les échantillons analysés pendant cette thèse proviennent de la dernière collecte des micrométéorites réalisée par l'équipe d'*Astrophysique du Solide* du CSNSM. Ils ont été collectés en janvier 2006 dans la neige à Dôme C, proche de la station franco-italienne CONCORDIA, dans les régions centrales de l'Antarctique. La moitié de cette collection a été utilisée et, partiellement, analysée dans le cadre de cette étude de thèse.

Deux nouvelles familles de particules ont été identifiées dans la collection CONCORDIA 2006 : les micrométéorites à grain fin (FgF – en anglais, *Fine-grained Fluffy*) et les micrométéorites ultracarbonées (UCAMM – en anglais, *Ultracarbonaceous Antarctic MicroMeteorites*). Les particules à grain fin sont des particules non fondues dominées par des

phases minérales submicrométriques. Elles présentent une porosité importante. Leur texture est similaire à celle d'une famille d'IDPs, les particules chondritiques poreuses (CP-IDPs) qui ont été proposées comme étant d'origine cométaire. Les micrométéorites ultracarbonées sont des particules exceptionnellement riches en carbone. Le but de ce travail est de rechercher et de caractériser des micrométéorites ayant préservé leurs compositions initiales. Elles permettent d'obtenir des informations sur les processus existants dans le système solaire primitif, et de nouvelles contraintes sur les conditions de sa formation et de son évolution. Cette étude s'est focalisée sur la caractérisation de ces deux nouvelles familles de micrométéorites, et en particulier sur les particules ultracarbonées.

Ce mémoire de thèse est présenté en cinq chapitres.

Le Chapitre 1 détaille le contexte scientifique de cette thèse. Il propose une synthèse des données sur la formation et l'évolution du système solaire, la description des différents types d'objets extraterrestres et les principales informations qu'ils nous apportent pour mettre en contexte les caractéristiques intrinsèques des micrométéorites. Un accent est mis sur les objets les plus primitifs qui n'ont que peu ou pas évolué du point de vue géochimique depuis leur formation dans le disque protoplanétaire.

Le Chapitre 2 présente de façon concise les différentes méthodes de préparation d'échantillons et les techniques employées pendant cette étude : microscopie électronique analytique à balayage et en transmission, microsonde électronique, micro-spectrométrie Raman et sonde ionique, NanoSIMS).

Le Chapitre 3 est dédié à l'étude comparative des micrométéorites chondritiques avec les échantillons de la comète 81P/Wild 2 rapportés par la mission spatiale Stardust (NASA) en janvier 2006.

Le Chapitre 4 est consacré à la caractérisation systématique de la matière carbonée d'une série des micrométéorites par la micro-spectrométrie Raman. L'objectif de cette étude est d'évaluer l'évolution de la matière carbonée des micrométéorites lors de leur entrée atmosphérique. La structure de leur matière carbonée est comparée avec celle des météorites (chondritiques et ordinaires), des IDPs et des échantillons de la comète 81P/Wild 2.

Le Chapitre 5 traite des micrométéorites ultracarbonées (UCAMMs). Une analyse minéralogique, pétrologique et isotopique est réalisée à l'aide de la microscopie électronique analytique en transmission et de sonde ionique (NanoSIMS) pour déterminer l'origine de ces particules.

Les conclusions et les perspectives de ce travail réalisé au cours de ces trois dernières années sont présentées dans la dernière section.

CHAPITRE 1. LE SYSTÈME SOLAIRE VU PAR LA MATIÈRE EXTRATERRESTRE

1. LE SYSTEME SOLAIRE VU PAR LA MATIERE EXTRATERRESTRE	7
1.1. Formation du système solaire	8
1.2. Formation et recyclage de matière dans le système solaire	11
1.3. Archives pour remonter dans le temps	12
1.3.1. Météorites: classification et origine	13
1.3.2. Poussières cosmiques	19
1.3.2.1. Particules de poussières collectées dans la stratosphère terrestre (IDPs).....	19
1.3.2.2. Micrométéorites (MMs) collectées à la surface terrestre.....	20
1.3.2.2.1. Les collectes au Pôle Sud – Antarctique	22
1.3.2.2.2. Identification des micrométéorites	23
1.3.2.2.3. Classification des micrométéorites	24
1.3.3. Echantillons cométaires: retour de la mission spatiale Stardust	26
1.3.4. Astromatériaux dans les corps non différenciés	27
1.4. Informations apportées par les météorites sur la formation du système solaire	28
1.4.1. Minéralogie des météorites : séquence de condensation	28
1.4.2. Contraintes isotopiques	30
1.4.2.1. Les isotopes de l'oxygène	30
1.4.2.2. Les isotopes de l'hydrogène	31

1. Le système solaire vu par la matière extraterrestre

“Si nous attribuons les phénomènes inexplicables au hasard, ce n'est que par des lacunes de notre connaissance.”

Pierre Simon de Laplace

1.1. Formation du système solaire

La question de l'origine de notre système solaire remonte au moins au XVIII^{ème} siècle avec les travaux de Kant et de Laplace. Le système solaire s'est formé il y a ~ 4,6 milliards d'années à partir d'un nuage de gaz et de poussières, souvent appelé la *nébuleuse solaire*. L'hypothèse d'une nébuleuse a d'abord été proposée en 1755 par Emmanuel Kant, et quelques dizaines d'années plus tard (en 1796) par Pierre-Simon Laplace. La compréhension de la formation et de l'évolution du système solaire est une question fondamentale, mais nos connaissances actuelles sur la nébuleuse solaire et sur le disque protoplanétaire à partir duquel les planètes se sont formées, restent limitées.

Cette section présente la formation et l'évolution du système solaire telles qu'elles sont actuellement décrites. Pour faciliter notre compréhension, on définit ci-après les termes : *nébuleuse*; *milieu interstellaire*; *nuage moléculaire*; *cœur dense*; *disque d'accrétion*, *protoplanétaire* ou *circumstellaire* et *petit corps*. Ces termes (à l'exception du premier) sont décrits par ordre chronologique de la formation du système solaire.

- *Nébuleuse* : Ce terme désigne généralement un milieu formé de gaz et de poussières, mais suivant le qualificatif qui lui est associé (protosolaire, solaire, diffuse, planétaire...), il désigne des concepts astrophysiques très différents. Il ne sera pas employé dans le texte ci-dessous.
- *Milieu interstellaire (MIS)* : il s'agit de l'espace compris entre les étoiles de la galaxie. Il est composé de gaz et de poussières. Le gaz a une densité moyenne de $\sim 1 \text{ at.cm}^{-3}$ (Breitschwerdt *et al.*, 2008) et est composé à 90% d'hydrogène (sous forme moléculaire, neutre ou ionisée), avec de faibles quantités de carbone, d'oxygène, de fer, et d'autres éléments plus lourds. On définit le MIS local (en anglais : *Local Interstellar Medium* - LISM) comme la région de la Galaxie proche du Soleil (rayon de 460 pc^{*}).
- *Nuage moléculaire* : les composés principaux d'un nuage moléculaire sont l'hydrogène moléculaire, l'hélium et le monoxyde de carbone. Les nuages moléculaires ont une taille typique de quelques centaines de parsec. La masse de ces nuages varie de quelques masses solaires[†] (M_{\odot}) à quelques millions de M_{\odot} . Seul 1% de la masse de ces nuages est sous forme de grains de poussière submicrométriques et un autre 1% est composé de molécules gazeuses et d'éléments plus lourds que l'hélium (Boss, 2005).

^{*}Pc – abréviation du parsec, équivalent à ~ 3 années lumière, ~ 200 000 unité astronomique (UA) ou $\sim 3 \times 10^{16} \text{ m}$.

[†]Masse solaire (M_{\odot}) $\sim 2 \times 10^{30} \text{ kg}$.

- *Cœur dense* : A l'intérieur des nuages moléculaires, on retrouve des zones appelées "*cœurs denses*", avec une densité d'hydrogène atomique relativement élevée (10 at.cm^{-3} jusqu'à des valeurs supérieures à 10^5 at.cm^{-3}). Ces zones sont identifiables optiquement ou par spectroscopie. Ces objets sont les régions à partir desquelles les jeunes étoiles se forment, ils sont le point de départ fondamental de l'évolution stellaire.
- *Disque circumstellaire* ou *protoplanétaire*: Autour des étoiles jeunes on assiste à la formation de disques. Le gaz et les poussières du disque interne ($r < 10 \text{ UA}$) constituent la matière à partir de laquelle les planètes se forment. L'utilisation des termes circumstellaire ou protoplanétaire reste ambiguë dans la littérature actuelle. Les disques sont souvent appelés protoplanétaires lorsqu'ils contiennent encore assez de matériel pour former des planètes géantes.
- *Petits corps* : Initialement, les petits corps se présentent sous forme de planétésimaux qui sont les blocs de construction des planètes (quelques km de diamètre). De nos jours, les petits corps sont représentés par les astéroïdes et les comètes.

Le moment de la naissance d'une étoile (de masse similaire à celle du Soleil) peut être défini de deux façons différentes :

- une étoile naît quand un noyau statique se forme au centre d'un nuage qui s'effondre ;
- le temps $t = 0$ est le moment où un embryon stellaire a gagné la moitié de sa masse finale.

L'évolution de cette première phase étant extrêmement rapide, il n'y a en fait pas une grande différence temporelle entre les deux définitions. Le système de classification des étoiles jeunes repose sur la distribution de l'énergie des objets (Figure 1.1) (*e.g.* Reipurth, 2005). Les étoiles sont appelées de Classe 0, I, II ou III selon l'émission de leur matière circumstellaire (terme général pour désigner la matière contenue dans le disque protoplanétaire). Les objets de Classe 0 sont détectés aux longueurs d'ondes submillimétriques comme des objets froids. Les objets de Classe I sont étudiés dans l'infrarouge.

A partir des études statistiques des régions de formation d'étoiles, la durée de la Classe 0 est approximativement de 10^4 ans alors que la Classe I se termine après 10^5 ans. Une fois que les étoiles deviennent optiquement visibles, elles entrent dans la Classe II, catégorie appelée aussi T Tauri* pour les étoiles de type solaire. Ces objets sont entourés de disques circumstellaires et restent observables dans l'infrarouge (*e.g.* Reipurth, 2005).

La population d'étoiles qui n'ont quasiment plus de signatures de disques sont les étoiles de Classe III (en anglais : *weak-line T Tauri*). Ces objets n'émettent plus dans l'infrarouge. Les matériaux qui restent dans leurs disques circumstellaires commencent à s'agglomérer pour former des corps plus grands, les planétésimaux. Les étoiles de Classe III correspondent à la phase active de construction des planètes.

Les calculs théoriques d'agglomération de grains de poussières suggèrent que les planétésimaux ont subi une croissance rapide, en quelques dizaines de milliers d'années, alors que les poussières microscopiques devraient disparaître rapidement (*e.g.* Gautier and Hersant,

*T Tauri – période de formation d'une étoile dans laquelle la température et la densité augmentent considérablement dans la région centrale. Cette période de contraction est accompagnée de phases d'instabilité, appelées phases T Tauri, durant lesquelles une partie du gaz est rejetée sous la forme de jets de matière. Le nom de cette période est dérivé de l'étoile variable située dans la région de formation d'étoiles Taurus dans laquelle ce phénomène a été découvert.

2005). Les observations de disques autour d'étoiles de type T Tauri ou d'étoiles de type Herbig Ae (étoiles de masse intermédiaire) montrent que les poussières peuvent persister dans le disque protoplanétaire pendant quelques millions d'années après l'effondrement gravitationnel de l'étoile (*e.g.* Gautier and Hersant, 2005).

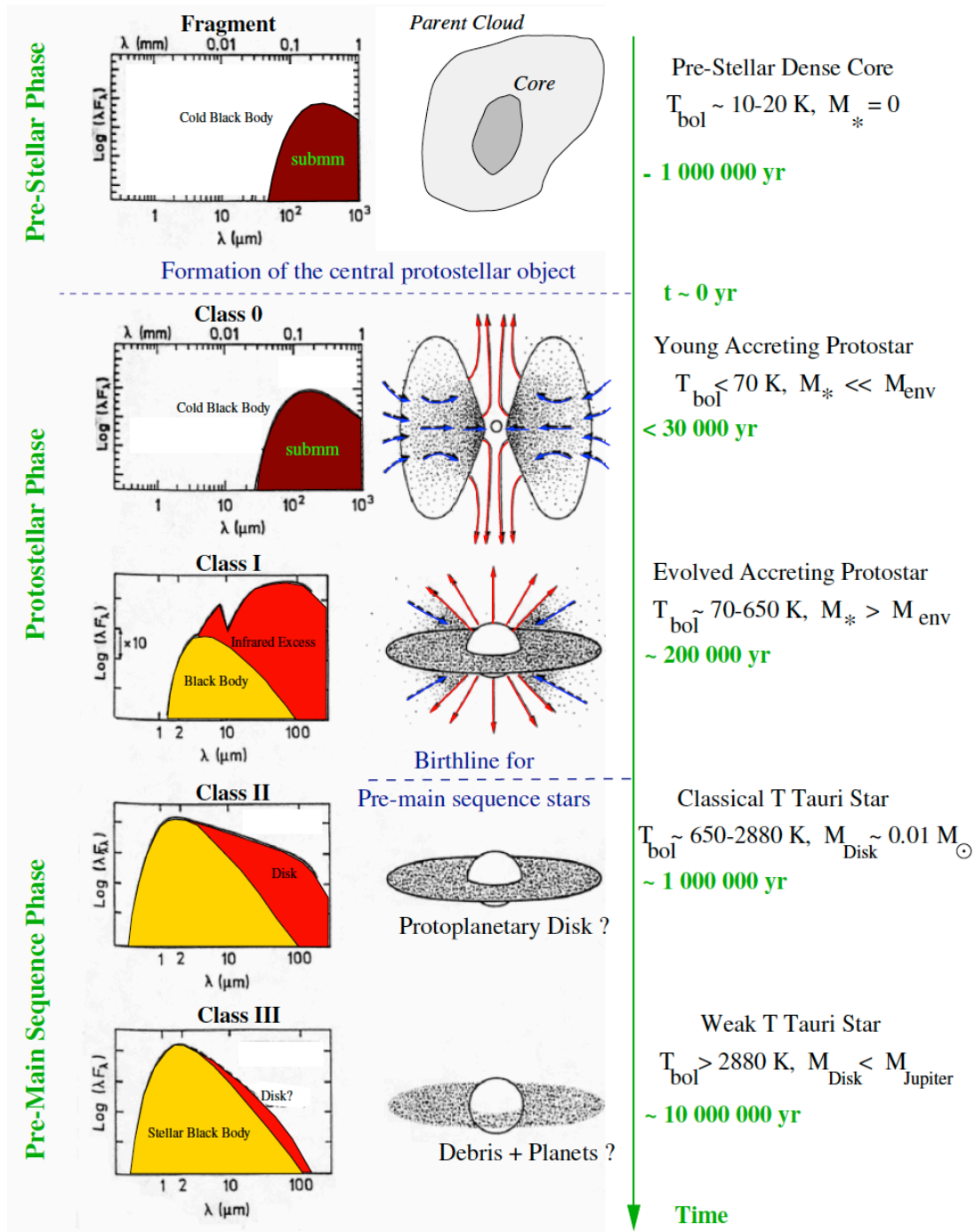


Figure 1.1. Evolution d'une étoile de masse solaire. Cinq étapes différentes sont indiquées, à partir d'une étape préstellaire, en passant par une époque dynamique d'effondrement des enveloppes jusqu'à la formation d'un disque circumstellaire et, finalement, la formation de planètes. Les différentes étapes sont caractérisées par différentes températures obtenues en fonction de la magnitude bolométrique* (T_{bol} – température bolométrique). D'après Reipurth (2005).

*La magnitude bolométrique est la magnitude d'un objet céleste en tenant compte du spectre électromagnétique allant du domaine radio aux rayons gamma. Il s'agit d'une mesure de sa luminosité en échelle logarithmique.

Suivant le corps parent (planètes, astéroïdes, comètes...) qui l'a accrétée, la matière solaire peut subir des transformations dues à la fusion partielle ou totale, la différenciation, le métamorphisme et à l'altération aqueuse sur le corps parent.

Une grande partie de la motivation des observations et des études en laboratoire des météorites et des micrométéorites découle de la volonté de retrouver des indications sur la formation et l'évolution du système solaire. On recherche donc des objets aussi peu modifiés que possible, les briques élémentaires du système solaire, qui préservent les indices de leurs processus de formation.

1.2. Formation et recyclage de matière dans le système solaire

Le cycle de vie de la poussière cosmique est lié à l'évolution stellaire et à la formation du système solaire (Figure 1.2). Le Tableau 1.1 résume les différents composés identifiés soit par spectroscopie infrarouge dans les poussières circumstellaires ou interstellaires, soit par l'étude des météorites.

La diversité des composés reflète une grande hétérogénéité des sources qui ont contribué à l'enrichissement du milieu interstellaire, comme : les étoiles de la branche asymptotique des géantes* (en anglais : *Asymptotic Giant Branch* - AGB), les supernovae (type I & II†), les étoiles de type Wolf-Rayet, les novae... Toutes ces sources stellaires représentent une large gamme de conditions physiques (températures, pressions, abondances des éléments). Les étoiles de la branche asymptotique des géantes et les supernovae de type II sont souvent considérées comme les principales sources de poussières (Tielens, 2009).

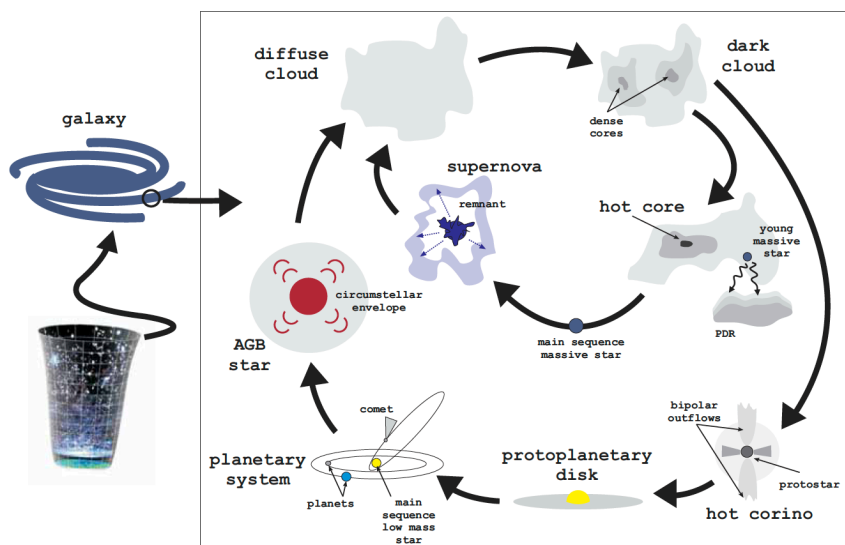


Figure 1.2. Evolution de la matière dans l'Univers. Les principales sources de matière dans le milieu interstellaire sont les étoiles de la branche asymptotique des géantes (en anglais : *Asymptotic Giant Branch* - AGB). Les supernovae peuvent être aussi d'importantes sources de poussière. Les poussières du milieu interstellaire sont en grande partie amorphes. Elles sont transformées thermiquement et accumulées dans les disques circumstellaires. Certains de ces disques vont former des planètes (Goicoechea and Cernicharo, 2009).

*La Branche Asymptotique des Géantes constitue la phase tardive de l'évolution d'une étoile de $\sim 0,5$ à ~ 10 masses solaires.

†Supernova – SN : mort explosive d'une étoile massive dont l'énergie produite cause l'expansion du gaz, qui brille pendant des semaines ou des mois. Les supernovae de type I ne contiennent pas d'hydrogène dans leur enveloppe extérieure, les SN de type II ont un spectre montrant la présence d'hydrogène (il s'agit généralement d'étoiles initialement plus massives que pour les SN de type I).

Type	Composants	Type	Composants
Silicates	Silicates amorphes de Mg et Fe Forsterite Enstatite Montmorillonite ? Silice	Matière carbonée	Graphite Diamant Carbone amorphe Hydrocarbures polycycliques aromatiques
Oxydes	Corindon Spinnelle Wüstite Hibonite Rutile	Carbures	Carbure de silicium Carbure de titane Carbure d'autres métaux
Glaces	de molécules simples : H ₂ O, CH ₃ OH, CO, CO ₂	Sulfures	Sulfure de magnésium Sulfure de fer ?
		Autres	Nitrure de silicium Alliage Fe-Ni?

Tableau 1.1. Composition de la poussière interstellaire (Tielens, 2009) (*cf.* Annexe B pour la définition des minéraux).

Les poussières subissent des transformations dans le milieu interstellaire jusqu'à leur incorporation définitive dans les disques protoplanétaires, et pour certaines dans les planètes. Les observations astronomiques montrent que dans le milieu interstellaire les grains de poussière sont petits ($< 0,1 \mu\text{m}$), et amorphes à plus de 99% (Kemper *et al.*, 2004). En revanche, dans les disques protoplanétaires, les poussières sont majoritairement sous forme cristalline et ont des tailles plus importantes que les poussières interstellaires (van Boekel *et al.*, 2004). Ces poussières sont ensuite incorporées dans des planétésimaux qui formeront les planètes, et persistent de nos jours sous forme peu altérée dans les petits corps du système solaire actuel, les astéroïdes et les comètes. Le cycle se fermera quand le Soleil dispersera le gaz et les poussières contenues dans le système solaire lors de sa phase géante rouge dans environ 5 milliards d'années.

1.3. Archives pour remonter dans le temps

Est-ce-que les poussières qui étaient présentes dans le disque protoplanétaire sont les mêmes particules que celles que nous retrouvons aujourd'hui ? Dans ce qui suit, nous introduisons les micrométéorites dans le contexte des différents types d'objets extraterrestres (Figure 1.3). Un accent est mis dans les sections suivantes sur les objets les plus primitifs. Le terme "primitif" peut être interprété de différentes façons, caractérisant par exemple la composition chimique, la texture ou la composition isotopique de l'échantillon. Dans ce texte, il désigne les objets n'ayant pas ou peu évolué du point de vue géochimique depuis leur formation dans le système solaire.

Il y a principalement trois types de matériaux extraterrestres disponibles pour les analyses en laboratoire:

- *les météorites* – d'origines astéroïdale, lunaire, martienne et peut-être cométaire;
- *les poussières* – les micrométéorites et les particules de poussière interplanétaire collectées par la NASA (en anglais : *Interplanetary Dust Particules* – IDPs). Elles sont d'origine astéroïdales et cométaires (*cf.* section 1.3.2);
- *les échantillons disponibles pour étude grâce aux missions spatiales* – les échantillons lunaires (missions Apollo et Luna) et les échantillons de la comète 81P/Wild 2 (mission Stardust) (*cf.* section 1.3.3)

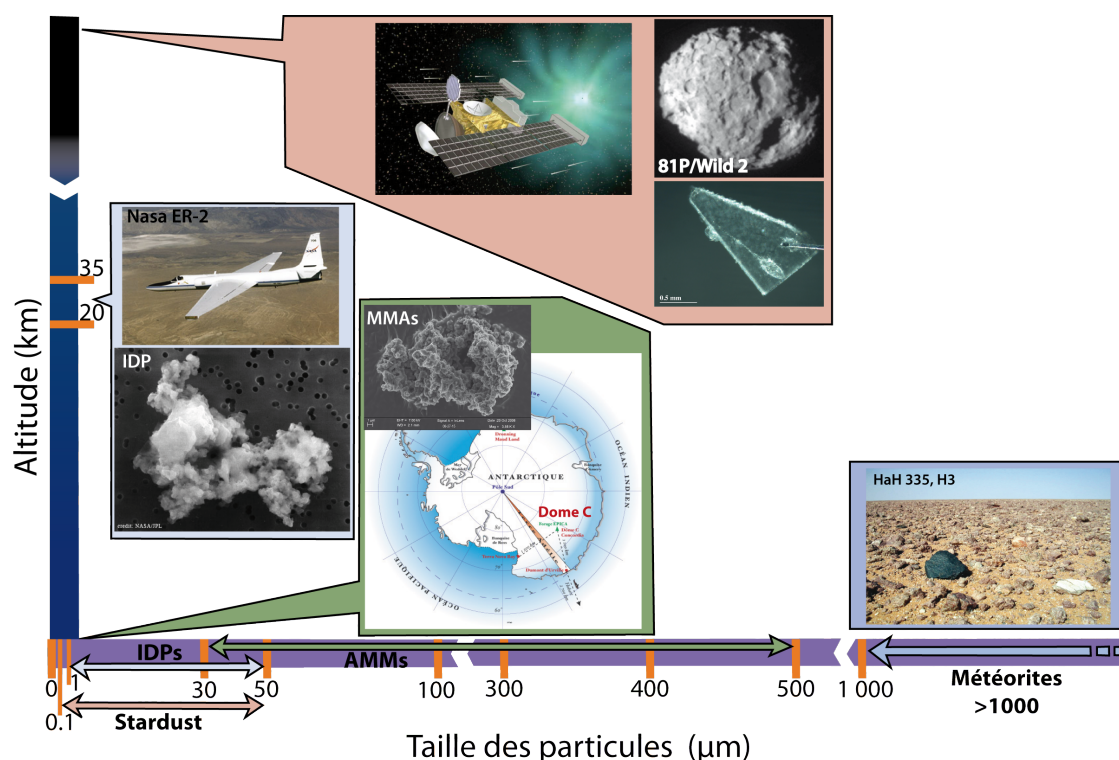


Figure 1.3. Types d'échantillons extraterrestres représentés en fonction de leur taille (μm) et de l'altitude (km) à laquelle ils sont collectés : IDPs – particules de poussière interplanétaire collectées dans la stratosphère par la NASA; MMAs – micrométéorites collectées en Antarctique; échantillons de la mission Stardust collectés dans la queue de la comète 81P/Wild 2; météorites collectées en général dans les déserts ou suite à une chute (ici HAH 335 – chondrite ordinaire). Images d'après Norton (2008) et <http://stardust.jpl.nasa.gov>.

1.3.1. Météorites: classification et origine

Depuis les travaux pionniers d'Ernst Florenz Friedrich Chladni en 1794, d'Edward Howard en 1802 et de Jean-Baptiste Biot en 1803, qui ont suggéré l'origine extraterrestre des météorites, leur classification a constamment évolué et s'est considérablement enrichie.

Les météorites sont classées en deux divisions majeures qui distinguent leurs compositions globales et leurs textures : les météorites chondritiques et non chondritiques (Krot *et al.*, 2003). Cette dernière division inclut les achondrites primitives et les météorites différenciées (Figure 1.4). Cette classification a été choisie car elle prend en compte le degré d'évolution des météorites (non différenciées, partiellement différenciées et différenciées). Nous nous concentrerons sur les météorites chondritiques qui comprennent les objets les plus primitifs. Leur classification est détaillée ci dessous.

Les météorites chondritiques sont divisées en trois classes, chaque classe comprenant plusieurs groupes. Ces divisions utilisent les critères de compositions globales, isotopiques (oxygène), minéralogiques et pétrologiques. L'objectif de ces divisions est de classer les météorites en fonction de leur histoire de formation et en fonction des liens génétiques possibles entre les différentes classes. Toutes les météorites chondritiques contiennent des chondres (*cf.* Annexe C pour plus de détails sur les chondres), à l'exception des chondrites carbonées de type CI. Quatorze groupes de météorites chondritiques sont reconnus. Un groupe de météorites chondritiques est défini comme ayant un minimum de cinq météorites ayant les mêmes caractéristiques minéralogiques, pétrologiques, isotopiques, et en composition (éléments majeurs, non volatils). Ces groupes sont nommés par l'initiale d'une météorite représentative (voir plus bas). Selon cette définition, les chondrites de type K

(Kakangari) ne peuvent pas être considérées comme un groupe car jusqu'à présent seulement trois chondrites de type K ont été trouvées (www.meteoriticalsociety.org).

Meteorite classification																	
Chondrites												Nonchondrites					
Class →	Carbonaceous							Ordinary		Enstatite			Primitive		Differentiated		
Group →	CI	CM	CO	CR	CB	CH	CV	CK	H	L	L	EH	EL	R	K		
Petr. type →	1	1-2	3-4	1-2	3	3	3-4	3-6	3-6			3-6		3-6	3		
Subgroup →					CB _a		CV _A										
					CB _b		CV _B										
							CV _{red}										
	<div><div>Single asteroid?</div><div> Acapulcoites Lodranites Winonaites IAB silicate inclusions IIICD silicate inclusions</div></div>																
	<div><div>Achondrites</div><div>Stony irons</div><div>Irons</div></div>																
	<div><div>Angrites Aubrites Brachinites Ureilites <u>HED</u> Howardites Eucrites Diogenites <u>Martian (SNC)</u> Shergottites Nakhilites Chassignites Orthopyroxenites Lunar</div><div>Mesosiderites pallasites Main group Eagle Station pyroxene</div><div>IAB* IC IIAB IIC IID IIIE* IIIAB IIICD* IIIF IVA* IVB</div></div>																
	<div><div>Single asteroid?</div><div>(Vesta?)</div><div>Mars</div><div>Moon</div></div>																

Figure 1.4. Classification des météorites. Des détails sont donnés sur les classes, les groupes, les types pétrographiques et les sous-groupes (Krot *et al.*, 2003).

Les chondrites comprennent 3 classes : les chondrites carbonées* (CCs), les chondrites ordinaires (OCs) et les chondrites à enstatite (ECs).

Chaque classe de météorites chondritiques sont également classifiées en fonction de leur type pétrologique. Ce système a été introduit par Van Schmus et Wood (1967) pour classifier les météorites en fonction du degré d'altération thermique et aqueuse ayant agi sur le corps parent des météorites. Selon cette classification, il y a 6 (voire 7[†]) types pétrologiques. Les météorites de type 3.0 sont considérées comme les météorites les plus primitives. Du type 3 (appelé non équilibré) jusqu'au type 6 (ou 7) (appelé équilibré), on observe un degré croissant d'équilibre chimique et textural produit par du métamorphisme thermique (fusion partielle et recristallisation). Les météorites de types 1 et 2 n'ont pas souffert d'échauffement, mais ont subi des transformations produites par l'altération aqueuse. Le type pétrologique 3 comprend une classification secondaire en sous-types (3.0-3.9). Cette classification a été faite à l'aide de la thermoluminescence qui donne des informations sur le degré de cristallisation de la mésostase des chondres.

Il y a huit groupes de *chondrites carbonées*: CI, CM, CR, CH, CB, CV, CK, et CO. La composition élémentaire des chondrites est très proche de celle de la photosphère solaire, en particulier pour les chondrites CI (Figure 1.5), à l'exception des éléments volatils, tels que l'oxygène, l'azote, le carbone, les gaz rares et le lithium, qui ne sont incorporés dans les

*Le terme “chondrite carbonée” est historique, mais en fait inapproprié, car seules les chondrites de type CI, CM, et CR sont significativement enrichies en carbone par rapport aux chondrites “non carbonées”.

[†]De rares chondrites ordinaires et à enstatite ont été classifiées de type 7 en raison de leur degré avancé de recristallisation et peut-être même de fusion.

solides qu'à basse température. Leur abondance montre que ces météorites ont gardé la composition originale du disque protosolaire (dont le Soleil représente 99,9% en masse).

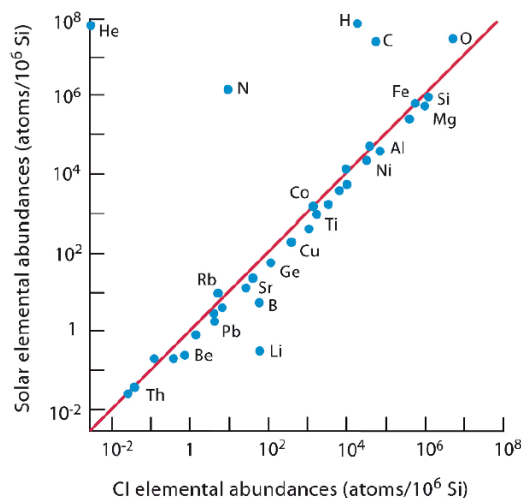


Figure 1.5. Abondance élémentaire de la photosphère solaire en fonction de celle des chondrites de type CI, qui sont les météorites les plus primitives du point de vue de leur composition chimique.

Les *chondrites carbonées* présentent les caractéristiques suivantes (les nombres de météorites identifiés par groupe sont donnés au 2 juin 2010 par la Meteoritical Society www.meteoriticalsociety.org) (d'après Krot *et al.*, 2003):

- *Chondrites CI (Ivuna)* : Seules neuf chondrites de type CI ont été découvertes jusqu'à présent. Elles sont de type pétrologique 1. Bien que la composition chimique de ces chondrites représente le mieux celle de la photosphère solaire, leur minéralogie et pétrologie primaires ont été effacées par l'altération aqueuse sur le(s) corps parent(s). Elles sont composées d'une matrice à grain fin riche en phyllosilicates, contenant de la magnétite, des sulfures de fer, des carbonates, de très rares silicates anhydres (olivines et pyroxènes), et des sulfates dont l'origine extraterrestre est douteuse (en particulier pour les veines de sulfates, Gounelle and Zolensky, 2001). Elles sont dépourvues de chondres et d'inclusions réfractaires (en anglais : *Calcium Aluminium-rich Inclusions* – CAIs).
- *Chondrites CM (Mighei)* : Cette classe comprend actuellement environ 412 météorites, qui sont principalement de type pétrologique 2 (> 90%), ou parfois de type 1 (~ 5%). Elles sont caractérisées par : (i) une abondance de chondres d'environ 30 vol.%, de tailles ~ 300 μm ; (ii) une absence d'alliages Fe-Ni à cause de l'altération aqueuse ; (iii) la présence de CAIs ; (iv) une abondance importante de matrice (~ 70 vol.%) contenant des phyllosilicates, de la tochilinite, des carbonates, des sulfures de fer et de la magnétite.
- *Chondrites CO (Ornans)* : Environ 195 météorites CO identifiées à ce jour, toutes de type pétrologique 3, avec une gradation métamorphique de 3.0 à 3.7. Elles sont caractérisées par : (i) des chondres représentant environ 35-45 vol.%, de tailles ~ 150 μm ; (ii) des CAIs abondants (10 vol.%) ; (iii) une abondance relativement faible de matrice (30-45 vol.%) ; (iv) des minéraux secondaires similaires à ceux des chondrites CV (par exemple, néphéline, sodalite, olivine riche en Fe, hédénbergite, andradite et ilménite, avec une absence quasi-totale de phyllosilicates).
- *Chondrites CR (Renazzo)* : Ces chondrites sont environ au nombre de 121, de type pétrologique 2. Elles sont caractérisées par : (i) d'abondants chondres magnésiens porphyriques riches en alliages Fe-Ni ; (ii) des olivines des chondres riches en Cr_2O_3

- (~ 0,5 wt%) (wt% – pourcents en masse) ; (iii) une abondante matrice hydratée; (iv) une forte proportion d'alliages Fe-Ni; (v) une faible abondance de CAIs ; (v) une composition isotopique de l'oxygène formant une ligne de mélange particulière dans le diagramme à trois isotopes de l'oxygène; (vi) une composition isotopique de l'azote enrichie en ^{15}N .
- *Chondrites CH (d'après ALH85085)*: Comprennent environ 22 objets, principalement de type pétrologique 3. Ces chondrites sont caractérisées en particulier par : (i) une forte abondance d'alliages Fe-Ni (~ 20 vol.%) ; (ii) de petites tailles des chondres et des CAIs (< 100 μm) ; (iii) une domination des chondres cryptocristallins ; (iv) une forte teneur en Cr_2O_3 (~ 0,5 wt%) des olivines des chondres ; (v) une absence de matrice mais la présence de clastes hydratés; (vi) un appauvrissement de la composition chimique globale en éléments volatils et modérément volatils par rapport aux chondrites CI; (vii) une composition isotopique de l'oxygène compatible avec la ligne de mélange des CR; (viii) un enrichissement en ^{15}N de la composition isotopique de l'azote.
 - *Chondrites CB (Bencubbin)*: Comprennent 14 objets identifiés. Elles sont caractérisées par : (i) une forte abondance d'alliages Fe-Ni (~ 60-70 vol.%) par rapport aux silicates ; (ii) un appauvrissement extrême en éléments lithophiles modérément volatils par rapport aux CI; (iii) un enrichissement extrême en ^{15}N de la composition isotopique de l'azote; (iv) une composition isotopique de l'oxygène proche de celle des chondrites CR ; (v) une abondances globale en éléments lithophiles réfractaires variant entre 1,1-1,5 x CI ; (vi) des chondres riches en Mg ($\text{Fa}_{\leq 4}$, $\text{Fs}_{\leq 4}$) et sans alliages Fe-Ni avec des textures cryptocristallines et d'olivine barrée ; (vii) une forte teneur en Cr_2O_3 des olivines des chondres ; (viii) la présence de rares clastes lithiques fortement hydratés.
 - *Chondrites CV (Vigarano)*: Environ 176 météorites, de type pétrologique 3. Caractérisées par : (i) des chondres millimétriques, généralement porphyriques et magnésiens; (ii) un rapport volumique important matrice/chondre (0,5-1,2) ; (iii) une forte abondance de CAIs de grandes tailles (du mm au cm); (iv) la présence de nodules de halite-hédenbergite \pm andradite.
 - *Chondrites CK (Karoonda)*: 190 météorites, de types 3 à 6, avec une plus large proportion de types pétrologiques élevés (5 & 6). Caractérisées par : (i) une forte abondance de matrice; (ii) des chondres porphyriques de grande taille (700-1000 μm) ; (iii) un degré d'oxydation élevé des olivines (Fa_{29-33}) ; (iv) peu d'alliages Fe-Ni mais une forte teneur en Ni des sulfures de fer ; (iv) de rares CAIs ; (v) une composition isotopique de l'oxygène se trouvant entre les champs des CO et des CV ; (vi) une abondance globale en éléments lithophiles réfractaires (~ 1,2 x CI) entre celles des CV et des CO.

Les météorites *chondritiques ordinaires* sont divisées en trois groupes: H, L et LL (34 165 chondrites ordinaires – OCs). Ces météorites ont des types pétrologiques variant de 3 à 7. Les lettres désignent les groupes qui sont divisés en fonction de leur teneur globale en fer : les chondrites de type H (*High*) ont des teneurs élevées en fer total, les chondrites de type L (*Low*) ont une faible teneur en fer total, et les chondrites de type LL ont une faible teneur en fer total, et une faible teneur en fer métallique par rapport au fer total (*Low iron-Low metal*).

Les météorites *chondritiques à enstatite* – ECs (491 météorites identifiés) comprennent deux groupes qui diffèrent par leurs teneurs en fer métallique: EH (*High*) et EL (*Low*).

Les météorites de type *K* (Kakangari) (3 météorites) sont chimiquement et isotopiquement distinctes des chondrites ordinaires, à enstatite et des chondrites carbonées. Ces chondrites sont caractérisées par: (i) une abondance élevée de la matrice (70-77 vol.%)

comme les CC ; (ii) une abondance en alliages Fe-Ni (6-9 vol.%) similaire aux OCs de type H; (iii) des olivines et des pyroxènes magnésiens (moyenne Fa_2 et Fs_4 , respectivement); (iv) une matrice composée en grande partie d'enstatite (Fs_3); (v) des éléments lithophiles réfractaires ($< CI$) et volatils similaires à ceux des chondrites ordinaires ; (vi) des teneurs en éléments chalcophiles proches des CH et des ECs; (vii) des isotopes de l'oxygène sous la ligne de fractionnement terrestre dans le diagramme à trois isotopes, proches des météorites CR, CB, et CH (cf. section 1.4.2.1) (Krot *et al.*, 2003).

Les météorites de type *R* (Rumuruti) (environ 106 objets de types 3 à 5) sont caractérisées par: (i) une forte abondance de matrice (50 vol.%) ; (ii) des états d'oxydation élevés reflétés par une forte teneur en NiO des olivines (Fa_{37-40}) et l'absence totale de métal Fe-Ni; (iii) des éléments lithophiles réfractaires et modérément volatils similaires aux OCs ($\sim 0,95 \times CI$) ; (iv) l'absence d'importants appauvrissements en Mn et Na, et des enrichissements en éléments volatils tels que le Ga, le Se, le S et le Zn, qui distinguent les chondrites de type R des OCs; (v) de rares CAIs (Krot *et al.*, 2003).

Les différences entre les chondrites carbonées et non carbonées sont les suivantes (avec quelques exceptions) (Kallemeyn *et al.*, 1996; Krot *et al.*, 2003):

- la valeur moyenne du rapport des éléments réfractaires lithophiles/Si par rapport aux chondrites de type CI (≥ 1 pour les CC et $\leq 0,95$ pour les non CC)
- la composition des isotopes de l'oxygène ($\Delta^{17}O^* \leq -2\text{‰}$ pour les CC et $\Delta^{17}O \geq -1\text{‰}$ pour les non CC)
- l'abondance en inclusions réfractaires ($\geq 0,1$ vol.% pour les CC et $\leq 0,1$ vol.% pour les non CC)
- le rapport d'abondance modale de la matrice/chondre ($\geq 0,9$ dans les CC à l'exception des chondrites de type CH et CB, et $\leq 0,9$ dans les non CC, à l'exception des chondrites de type K)

Il est généralement accepté que les météorites sont des morceaux d'astéroïdes. Parmi les centaines de chutes de météorites, seules quatre orbites ont été déduites avec précision comme provenant de la ceinture d'astéroïdes (Příbram en République Tchèque en 1959, Lost City en Oklahoma, USA en 1970, Innisfree au Canada en 1977 et Neuschwanstein en Allemagne en 2002, *e.g.* Gounelle *et al.*, 2006b). Une exception, c'est l'orbite de la météorite Orgueil qui a été reconstruite d'après des témoignages visuels, et qui pourrait être compatible avec celle d'une comète et non celle d'un astéroïde (Gounelle *et al.*, 2006b). D'autres auteurs ont également proposé une origine cométaire pour Orgueil (McSween and Weissman, 1989). Les premiers échantillons astéroïdaux (astéroïde 25143-Itokawa) pourraient être rapportés par la mission Hayabusa qui s'est posée avec succès le 13 juin 2010.

Le lien entre les astéroïdes et les différents groupes de météorites est fait à l'aide des mesures spectroscopiques. Aujourd'hui la taxonomie des astéroïdes comprends 3 types

$$^*\Delta^{17}O = \delta^{17}O - 0,52 \times \delta^{18}O$$

$$\text{où : } \delta^{17}O = [((^{17}O/^{16}O)_{\text{échantillon}} / (^{17}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}) - 1] \times 1000$$

$$\delta^{18}O = [((^{18}O/^{16}O)_{\text{échantillon}} / (^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}) - 1] \times 1000$$

Les valeurs delta (δ) sont utilisées à cause des petites variations isotopiques, ainsi c'est plus commode de rapporter les valeurs en pour mille (‰) par rapport au V-SMOW (noté ensuite *SMOW* – *Standard Mean Ocean Water*). Le SMOW a été défini par H. Craig (1961) et c'est la référence utilisée pour les mesures isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène. La valeur de 0,52 est la pente de la droite de fractionnement terrestre (en anglais : *Terrestrial Fractionation Line* – TFL).

principaux, les S (*Stony*), C (*Carbonaceous*), et M (*Metallic*) (Meibom and Clark, 1999). De nombreux autres types existent et sont classifiés en trois sous-classes (primitifs – C, D, K, P, Q; métamorphisés – B, F, G, T et ignés – A, E, M, R, S, V, J) (pour plus d'informations cf. Bell, 1986; Lodders and Fegley, 1998 ; Ghosh *et al.*, 2006) (Figure 1.6). Généralement les astéroïdes ignés sont identifiés dans la ceinture interne d'astéroïdes (2,0-2,8 UA), les primitifs dans la ceinture externe (2,8-5,2 UA) et les métamorphisés entre les deux sous-classes (2,6-4,0 UA) (Meibom and Clark, 1999).

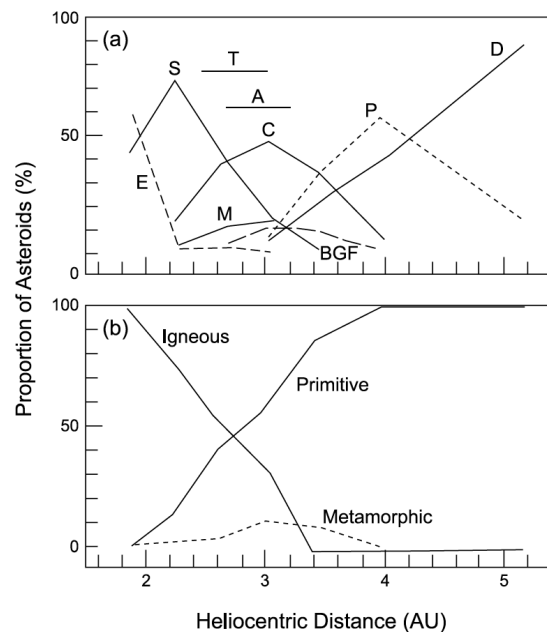


Figure 1.6. Taxonomie des astéroïdes en fonction de leur distance héliocentrique et des proportions observées (a) et des sous-classes (b – igné, primitif, métamorphisé) (Ghosh *et al.*, 2006).

Quelques exemples d'analogies entre les classes taxonomiques d'astéroïdes et les météorites :

- *classe S* – les météorites OCs (Binzel *et al.*, 2010), achondrites primitives, pallasites ?, ureilites ? (Lodders and Fegley, 1998) La différence entre les astéroïdes de type Q et de type Sq- et S est que la surface de l'astéroïde est plus ou moins altérée suite à l'exposition à l'environnement spatial (impacts, implantation du vent solaire, pulvérisation et bombardement par des micrométéorites) (Clark *et al.*, 2002; Binzel *et al.*, 2010) ;
- *classe C* – les chondrites carbonées, et plus particulièrement les météorites CM, CI(?) (Lodders and Fegley, 1998) ;
- *classe M* – les météorites métalliques et les ECs ? (Lodders and Fegley, 1998) ;
- *classe P, D* – les particules de poussières interplanétaires (IDPs) (cf. la section suivante Bradley *et al.*, 1996).

1.3.2. Poussières cosmiques

L'existence de particules de poussière dans le milieu interplanétaire se manifeste par la lumière zodiacale^{*}. Cette poussière interplanétaire a principalement deux sources :

- **Astéroïdale** : lors de collisions entre les astéroïdes dans la ceinture d'astéroïdes et/ou lors d'impacts de météorites sur les astéroïdes. Ce dernier processus peut aussi avoir lieu à la surface d'une planète ou d'un satellite ayant une atmosphère très peu dense.
- **Cométaire** : par relâchement des grains initialement retenus dans la glace cométaire, lors de sa sublimation au passage de la comète proche du périhélie.

Dans le cas des poussières d'origine cométaire, certains auteurs proposaient que les particules de taille supérieure à 70 μm devraient être fondues ou volatilisées lors de l'entrée atmosphérique (Love and Brownlee, 1991). Ces études se basaient sur le fait que les fortes excentricités et inclinaisons des comètes entraînent de fortes vitesses d'entrée atmosphérique des poussières cométaires (jusqu'à $\sim 70 \text{ km.s}^{-1}$), alors que la poussière astéroïdale spirale vers le Soleil à cause de l'effet Poynting-Robertson[†], et entre dans l'atmosphère terrestre à des vitesses inférieures à 15 km.s^{-1} (Love and Brownlee, 1991). Cependant, Liou & Zook (1996) et Nesvorný et al. (2010) ont montré que les débris cométaires de taille comprise entre 100 μm et 200 μm peuvent voir leurs orbites se circulariser et leurs inclinaisons diminuer. Les particules cométaires peuvent alors avoir des vitesses d'entrée typiques d'astéroïdes ($\sim 15 \text{ km.s}^{-1}$) et donc traverser l'atmosphère terrestre sans être détruites.

1.3.2.1. Particules de poussières collectées dans la stratosphère terrestre (IDPs)

La présence de particules extraterrestres de petite taille dans la stratosphère a été mise en évidence dans les années 1950. Elles ont des tailles variant entre un micromètre et environ 50 μm (e.g. Rietmeijer, 2002). A la fin des années 1960, des montgolfières ont été utilisées pour collecter des poussières dans la stratosphère. Depuis les années 1970 des collectes ont été réalisées par des avions stratosphériques U-2 (puis ER2) de la NASA. Les collecteurs de poussières sont placés sous les ailes de ces avions qui se déplacent à 800 km.h^{-1} pendant 35-40 heures entre 17 et 19 km d'altitude (Zolensky and Barrett, 1994).

Les spectres infrarouges (IR) de la plupart des IDPs relient ces particules aux astéroïdes de classe P et D. Ces derniers sont des objets caractérisés par une abondance importante en surface de matière carbonée, peut-être de la glace et des silicates anhydres (Bradley *et al.*, 1996). Certaines études suggèrent également une origine cométaire de certaines IDPs, en particulier les CP (*chondritic porous*) IDPs (Brownlee *et al.*, 1977; Bradley *et al.*, 1988; Keller *et al.*, 1992 ; Nier and Schlutter, 1993 ; Brownlee, 1994, 1995; Brownlee *et al.*, 1995; Keller and Messenger, 2004; Keller *et al.*, 2004b; Bradley, 2005 ; Keller *et al.*, 2005).

Les IDPs peuvent être classifiées en fonction de leur minéralogie déterminée à l'aide de leur spectre IR (olivine, pyroxène, LLS- pour *Layer Lattice Silicate*), et/ou de leur

^{*}La lumière zodiacale est visible les nuits sans Lune après le coucher du Soleil au printemps et avant le lever du Soleil en automne. A cette époque de l'année le plan de l'écliptique est plus proche de la verticale qu'à tout autre moment de l'année. Elle est produite par la réflexion de la lumière du Soleil par les particules de poussière du milieu interplanétaire.

[†]L'effet Poynting-Robertson est l'action du rayonnement solaire incident sur les petites particules de poussière interplanétaire.

morphologie (chondritique poreuse, chondritique lisse – en anglais *smooth*, chondritique compacte, et autres) (cf. Tableau 1.2 et Figure 1.7). Il y a aussi des agrégats géants d'IDPs (50-500 μm qui représentent 10-20% des IDPs collectés) (en anglais : *cluster* IDPs) (Bradley, 2005).

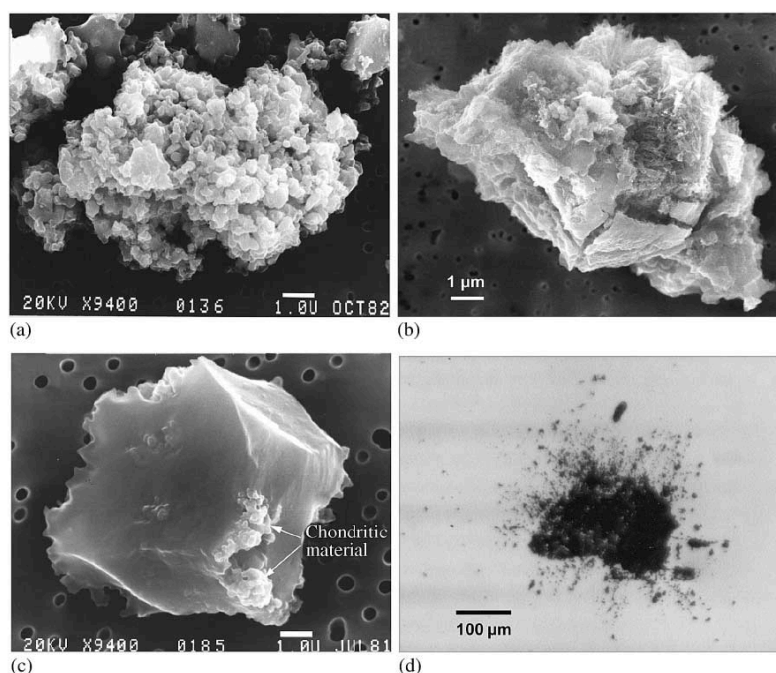


Figure 1.7. Micrographies en électrons secondaires (a-c) et optique (d). (a) IDP chondritique poreuse anhydre (CP IDP – *Chondritic Porous Interplanetary Dust Particle*). (b) IDP chondritique lisse hydratée (en anglais : *Chondritic Smooth* – CS). (c) Grain de forstérite avec du matériel chondritique. (d) Micrographie en lumière transmise d'un agrégat géant d'IDPs (en anglais : *cluster* IDPs) (d'après Bradley, 2005).

Groupe morphologique	Caractéristiques	Minéralogie
CP (chondritique poreuse) IDP	Porosité jusqu'à 70% Structure fragile	Minéraux anhydres
CF (chondritique compacte ou en anglais <i>filled</i>) IDP	Rares Similaires aux CP IDPs mais avec une faible porosité	
CS (chondritique lisse ou en anglais <i>smooth</i>) IDP	Objets compacts Surfaces plates et/ou fibreuses	Minéraux hydratés et anhydres
Autres	Minéraux réfractaires Cristaux d'olivine, de pyroxène ou de sulfure de fer sur lesquels du matériel à grain fin est collé	

Tableau 1.2. Classification et caractérisation morphologique des particules des poussières interplanétaires (IDPs) collectées dans la stratosphère terrestre (Bradley, 2005).

1.3.2.2. Micrométéorites (MMs) collectées à la surface terrestre

Les micrométéorites (MMs) sont des poussières extraterrestres de tailles comprises entre $\sim 30 \mu\text{m}$ et $\sim 500 \mu\text{m}$ qui ont survécu à l'entrée atmosphérique et sont collectées à la surface de la Terre. Elles sont collectées dans les régions de la surface de la Terre où

l'abondance des particules terrestres est faible. Par ordre chronologique, les différents endroits où les micrométéorites ont été collectées sont :

- des sédiments marins de grande profondeur (depuis 1873 par l'expédition Challenger) (*e.g.* Maurette, 2006b)
- des lacs glaciaires au Groenland (Maurette *et al.*, 1986 ; Maurette *et al.*, 1987)
- en Antarctique dans la glace, la neige et à la surface des montagnes Transantarctiques (Maurette *et al.*, 1991; Maurette *et al.*, 1994 ; Taylor *et al.*, 1998; Yada and Kojima, 2000 ; Nakamura *et al.*, 2001; Taylor and Lever, 2001 ; Duprat *et al.*, 2007).

Les expéditions polaires à partir de années 1980 ont été initiées par Michel Maurette (1984 et 1987) au pôle Nord pour collecter les micrométéorites dans les sédiments des lacs bleus au Groenland (Maurette *et al.*, 1986 ; Maurette *et al.*, 1987). Des micrométéorites non fondues y ont été récoltées pour la première fois (Figure 1.8). Les micrométéorites sont collectées dans une boue appelée cryoconite*. Cependant, les particules sont altérées à cause de leur exposition à l'eau et à la contamination biologique. Les collectes antarctiques débutent au Cap Prudhomme en 1987 puis, à partir de 2000 au Dôme C.

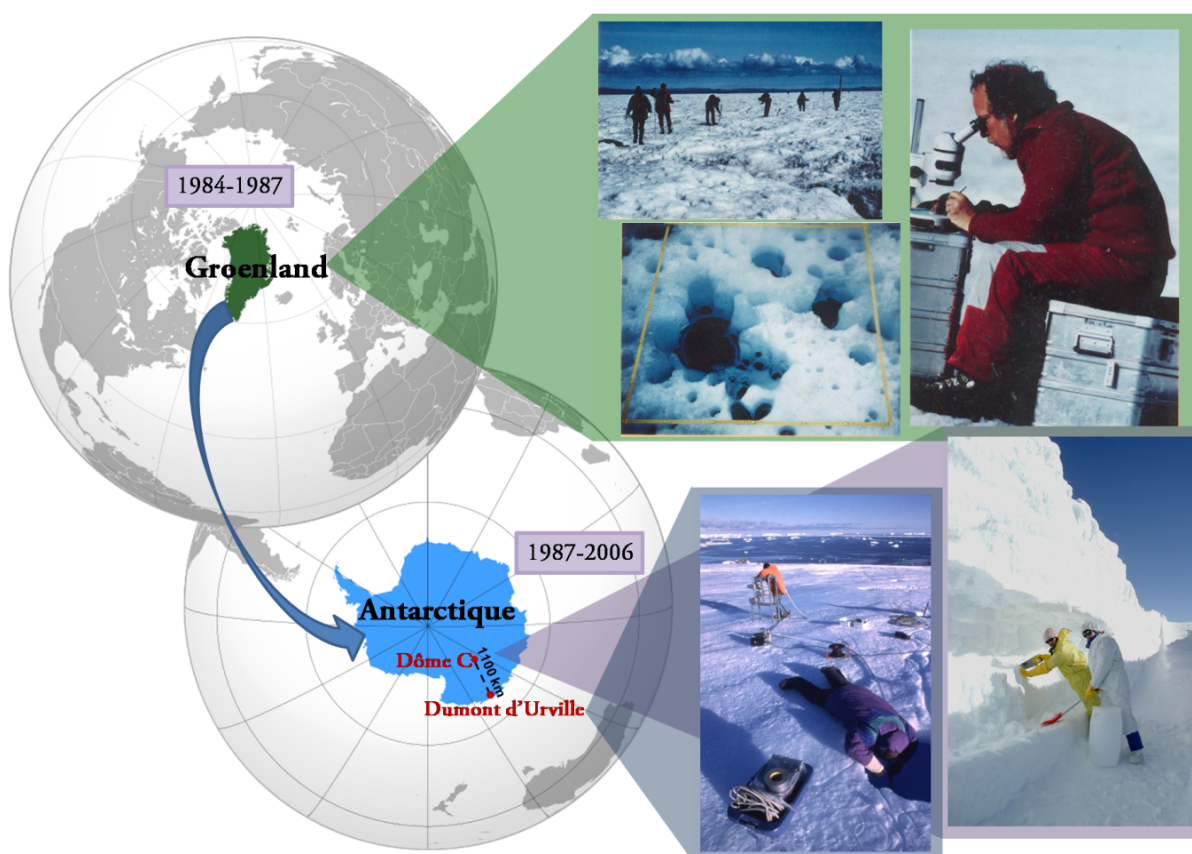


Figure 1.8. Chronologie des endroits où les micrométéorites ont été collectées à la surface de la Terre depuis 1984 au Groenland et depuis 1987 jusqu'à présent en Antarctique. Les images en haut à droite montrent le site groenlandais de collecte de micrométéorites et Michel Maurette, pionnier des collectes des micrométéorites. En bas, de gauche à droite : une poche d'eau sur les champs de glace bleue de Cap Prudhomme (1998) et une tranchée dans la neige à Dôme C (2002) pour extraction des micrométéorites CONCORDIA.

* Cryoconite – sorte de boue riche en matière organique qui se trouve à la surface des glaciers et qui à cause de leur couleur noire s'échauffent au soleil et produisent des trous. On la trouve aussi en grande quantité au fond des lacs bleus.

1.3.2.2.1. Les collectes au Pôle Sud – Antarctique

“- How do you find a needle in a haystack?
- You burn down the haystack!”

Les collectes des micrométéorites antarctiques (MMAs) débutent à Cap Prudhomme en 1987, et se poursuivent en 1991, 1994, et 1998. L'équipe du CSNSM s'installe à environ 2 km de la côte Antarctique où des micrométéorites de taille importante (25-500 μm) sont récupérées en filtrant l'eau de la glace fondue (Maurette *et al.*, 1991). Dans ces collectes, environ 20% des grains sont extraterrestres (*cf.* aussi Kurat *et al.*, 1994 ; Engrand and Maurette, 1998).

Depuis 1995, les micrométéorites sont également collectées en Antarctique par des équipes américaine, japonaise et italienne en utilisant différents modes et lieux (Taylor *et al.*, 1998; Yada and Kojima, 2000 ; Nakamura *et al.*, 2001; Taylor and Lever, 2001).

Depuis les années 2000, l'équipe du CSNSM a débuté un programme de collecte dans le centre de l'Antarctique, près de la station franco-italienne CONCORDIA à Dôme C, pour récolter des particules de poussière dans la neige (Duprat *et al.*, 2007). Dôme C est situé à 75°06'S, à 1100 km de la côte Dumont d'Urville (France), et à 3233 m d'altitude. C'est un endroit hostile où il n'y a ni faune, ni flore. La station scientifique permanente CONCORDIA a été construite par l'Institut Polaire Français (IPEV) et le Programme Italien de Recherche en Antarctique (PNRA). Le site présente des conditions météorologiques caractérisées par de faibles vitesses du vent, de très faibles précipitations neigeuses et des basses températures (-30°C en été et -80°C en hiver). L'intérêt scientifique de cette région ne se limite pas à la collecte de particules extraterrestres mais aussi pour les observations astronomiques, les études géophysiques, les études du magnétisme terrestre, l'observation de la couche d'ozone etc.

Les micrométéorites de la collection CONCORDIA ont été extraites à Dôme C de la neige provenant de tranchées de ~4 m de profondeur (à partir de couches de neige de 1955-1970), pour éviter une possible contamination d'origine anthropique depuis le début de la construction de la base CONCORDIA en 1999. La neige a été fondue dans des fondoirs dédiés en acier inoxydable et l'eau a été filtrée sur un filtre en nylon avec une maille de 30 μm , sans pompage mécanique (Duprat *et al.*, 2007). Tous les échantillons trouvés sur le filtre ont été triés à la main et analysés.

Tout type de collecte peut introduire des biais importants. Les micrométéorites collectées à Cap Prudhomme sur la périphérie de la calotte glaciaire Antarctique sont parmi les échantillons de poussière les mieux préservés, mais ils ont tout de même subi des processus d'altération, comme des mécanismes de congélation-décongélation et de l'altération aqueuse lorsque les températures redeviennent positives en été austral, des effets de pompage lors de la collecte (entraînant la perte de grains friables, *e.g.* Duprat *et al.*, 2003), et des contaminations terrestres potentielles, par exemple par les aérosols marins. L'altération aqueuse dans ce cas a été mise en évidence par l'appauvrissement en Ca, S et Ni des compositions chimiques globales (Kurat *et al.*, 1994 ; Engrand and Maurette, 1998), provoquée par la dissolution de phases solubles comme les carbonates et les sulfures de fer (Duprat *et al.*, 2007). Ces biais sont considérablement réduits pour les micrométéorites de la collection CONCORDIA car:

- la procédure de collecte assure la préservation des grains très friable;
- les micrométéorites sont protégées de la contamination terrestre car le lieu de collecte est isolé des poussières terrestres;
- les micrométéorites sont bien préservées de l'altération terrestre grâce aux températures très basses (absence d'eau liquide);
- un pré-tri n'est pas nécessaire avant l'analyse des particules puisque les pourcentages des échantillons extraterrestres varient entre 57% et 89% (cf. Chapitre 3)

La collection CONCORDIA est la moins contaminée de toutes les collections de micrométéorites au niveau international. Pour la collection 2006, les échantillons ont été rapportés sous azote sec jusqu'à la salle blanche du CSNSM.

Ce travail de thèse a été réalisé sur des micrométéorites collectées dans la neige, près de la station franco-italienne CONCORDIA à Dôme C, en 2006.

1.3.2.2.2. Identification des micrométéorites

Les preuves de l'origine extraterrestre des micrométéorites peuvent être donnée par les analyses isotopiques, les mesures de nucléides cosmogéniques* et de gaz rares (exposition au rayonnement solaire dans l'espace interplanétaire) (Raisbeck and Yiou, 1989 ; Olinger *et al.*, 1990 ; Genge *et al.*, 2008). Les critères d'origine extraterrestre suivants ont été validés par des mesures isotopiques (Olinger *et al.*, 1990):

- la présence d'une coquille partielle et/ou totale de magnétite autour de la particule, qui se forme à l'entrée atmosphérique (Figure 1.9) (Toppani and Libourel, 2001; 2003 ; Genge *et al.*, 2008)
- la présence de fer métallique riche en Ni et/ou de sulfures de fer
- une composition globale chondritique pour les éléments mineurs et majeurs dans le cas d'une texture à grain fin.

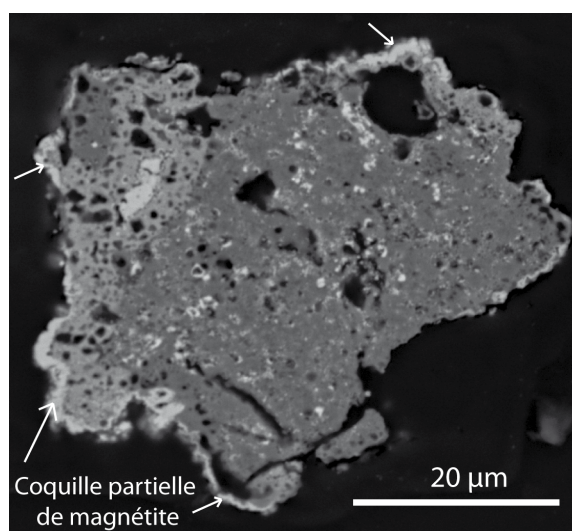


Figure 1.9. Micrographie en électrons rétrodiffusés d'une section polie d'une micrométéorite scoriacée qui présente une coquille partielle de magnétite créée à l'entrée atmosphérique (DC02-03-01).

* Ces éléments se forment par réactions nucléaires lors d'interactions entre le rayonnement cosmique et la matière interplanétaire.

Il existe d'autres caractéristiques moins déterminantes pour une origine extraterrestre qui sont :

- des teneurs élevées en CaO, Cr₂O₃ et basse en FeO des olivines, caractéristiques extrêmement rares dans les roches terrestres (Brearley and Jones, 1998)
- une surface vésiculée avec des parties fondues (pour les MMAs partiellement fondues) (Genge, 2006)
- la morphologie arrondie des particules (pour les MMAs fondues)
- leur texture externe

1.3.2.2.3. Classification des micrométéorites

La classification des micrométéorites est une taxonomie texturale qui s'appuie sur les processus d'échauffement au cours de l'entrée atmosphérique (e.g. Genge *et al.*, 2008). En fonction du degré d'échauffement à l'entrée atmosphérique, les micrométéorites sont groupées en : (i) non fondues, (ii) partiellement fondues et (iii) complètement fondues (cf. Tableau 1.3 et Figure 1.10). Cette classification est appliquée aux objets trouvés dans les collectes de Dôme C (Dobrica *et al.*, 2008; Dobrică *et al.*, 2008; Dobrică *et al.*, 2009b; Dobrică *et al.*, 2009c; Duprat *et al.*, 2010).

Les modifications les plus importantes des micrométéorites dues au chauffage lors de l'entrée atmosphérique sont : une perte des éléments volatils, la formation d'une coquille de magnétite, la recristallisation d'olivines riches en fer et l'apparition d'une mésostase vitreuse riche en fer (Toppani and Libourel, 2001). Pourtant, environ 1% des micrométéorites contiennent encore des phyllosilicates, ce qui implique qu'elles n'ont pu être chauffées au-dessus de quelques centaines de degrés pour plus de quelques secondes (Noguchi *et al.*, 2002). D'autres micrométéorites présentent des teneurs en éléments volatils (par exemple le S) compatibles avec la composition CI, montrant donc une faible altération lors de l'entrée atmosphérique (Duprat *et al.*, 2007 ; Engrand *et al.*, 2007).

Les *micrométéorites non fondues* se divisent en quatre classes en fonction de leur texture, la taille des grains et de leurs compositions (Figure 1.10):

- à grains fins poreuses (en anglais: *Fine-grained Fluffy* – FgF) ;
- à grains fins compactes (en anglais: *Fine-grained Compact* – FgC)
- cristallines (Xtal, ou en anglais : *Coarse-Grained* – Cg)
- ultracarbonées (en anglais : *Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorite* – UCAMM)

Les micrométéorites à grain fin sont caractérisées par la présence de minéraux de taille inférieure au micron. Elles peuvent être soit très poreuses (Figure 1.10, a ; semblables aux CP IDPs), soit compactes (Figure 1.10, b). Leur composition globale est chondritique, dans la gamme des matrices des météorites de type CI, CM et CR, pour la plupart des éléments majeurs et mineurs (Kurat *et al.*, 1994; Genge *et al.*, 1997). Les FgF n'avaient pas été observées précédemment dans les collections de Cap Prudhomme.

Les micrométéorites cristallines sont dominées par les silicates anhydres avec des tailles de grains supérieures au micron, souvent dans une mésostase vitreuse (Figure 1.10, d).

Les micrométéorites ultracarbonées sont une nouvelle famille d'échantillons, elles ont été pour la première fois brièvement décrites par Nakamura (2005). Nous en avons découvert dans les collectes de Dôme C de 2002 et 2006 (Dobrică *et al.*, 2008; Dobrică *et al.*, 2009a; Dobrica *et al.*, 2009; Dobrică *et al.*, 2009b; Dobrică *et al.*, 2009c; Dobrică *et al.*, 2010; Duprat *et al.*, 2010).

Degré du chauffage	Classe	Abréviation	Brève description
Non fondu	A grain fin poreuse (en anglais: <i>Fine-grained fluffy</i>)	FgF	Amas très poreux de minéraux de taille inférieure au micron. Correspondent aux CP IDPs* Composition chondritique
	A grain fin - compacte (en anglais: <i>Fine-grained compact</i>)	FgC	Amas compact des minéraux de taille inférieure au micron. Composition chondritique
	Cristalline	Xtal**/Cg	Silicates anhydres avec des tailles de grains supérieures au micron, souvent dans une mésostase vitreuse. Composition variable en fonction de la minéralogie
	Ultracarbonée	UCAMM	Dominées par la matière carbonée. Composition chondritique des agrégats minéraux contenus dans la matière carbonée
Partiellement fondu	Scorie	Sc	Surface vésiculée Coquille partielle ou complète de magnétite Présence de minéraux reliques et de verres silicatés interstitiels
Complètement fondu	Sphérules cosmiques	CS	Texture et composition chimique préexistante partiellement ou totalement perdues lors de l'entrée atmosphérique. Présence possible de minéraux reliques réfractaires (Forstérite...)

Tableau 1.3. Classification texturale des micrométéorites adaptée d'après Genge et al. (2008). *CP IDPs – *Chondritic Porous Interplanetary Dust Particles* ; **Xtal – micrométéorite cristalline (ou *Coarse-Grained* – Cg).

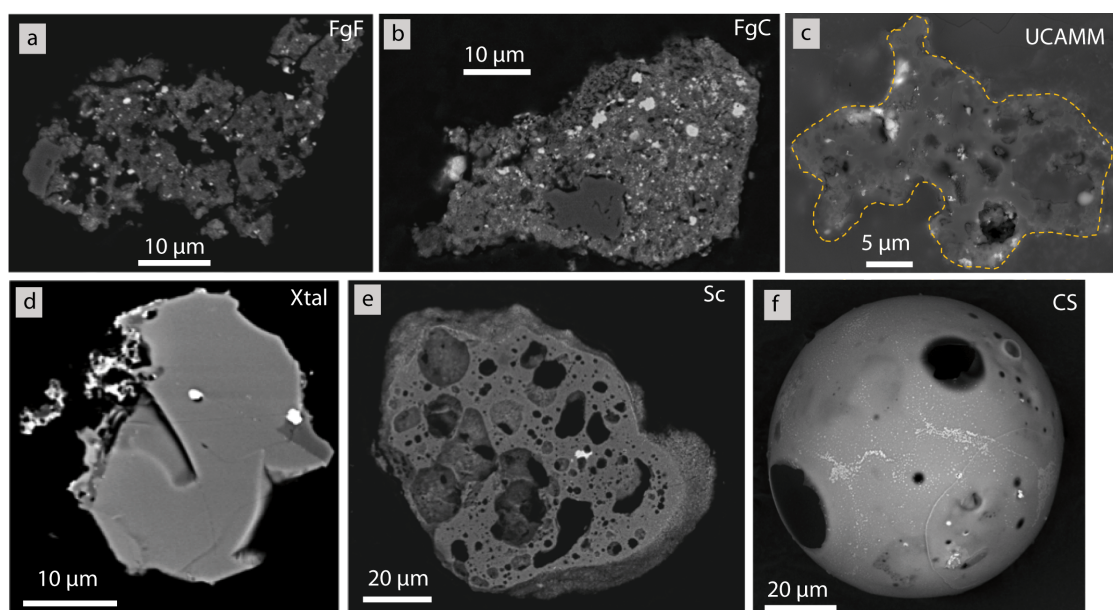


Figure 1.10. Micrographies électroniques en électrons rétrodiffusés de sections polies (a-e) et de la surface externe (f) de micrométéorites collectées à Dôme C : (a) FgF – à grain fin poreuse, DC06-09A-7 ; (b) FgC – à grain fin compact, DC06-09A-13 ; (c) UCAMM – ultracarbonée, DC06-09-119 ; (d) Xtal – cristalline, DC06-09-77 ; (e) Sc – scorie, DC06-09A-1 ; et (f) CS – sphérule cosmique, DC06-07-403.

Les *particules partiellement fondues* à l'entrée atmosphérique sont des scories (Sc) (Figure 1.10, e). Ces micrométéorites sont caractérisées par une texture vésiculée due à la perte d'éléments volatils. Elles présentent souvent une coquille de magnétite bien formée, contiennent généralement des minéraux reliques et du verre silicaté interstitiel aux joints de grains.

Les *micrométéorites complètement fondues* lors de l'entrée atmosphérique sont des sphérules cosmiques (CS) (Figure 1.10, f). Elles ont perdu leur texture, et leur composition chimique a été sensiblement modifiée. En fonction de leur composition et de leur minéralogie elles sont divisées en plusieurs sous-types (*cf.* Genge *et al.*, 2008 pour plus de détails).

1.3.3. Échantillons cométaires: retour de la mission spatiale Stardust

L'idée de collecter des poussières cométaires a été initiée dans les années 1980 par Donald Brownlee (*Université de Washington, Seattle*) et Peter Tsou (*Jet Propulsion Laboratory, Pasadena*). La mission, appelée Stardust, commence en 1994. Son objectif est le retour des premiers échantillons cométaires. L'aspect le plus difficile de la mission a été de trouver un moyen de collecter des particules cométaires de façon la moins destructive possible. Pour cela, un aérogel de silice, caractérisé par une très faible densité ($0,05 \text{ g.cm}^{-3}$), a été choisi comme collecteur.

Le 7 février 1999, la sonde est lancée par la NASA vers la comète 81P/Wild 2 (Wild 2 dans le texte ci-après). Le 2 janvier 2004, elle traverse la queue de poussières de la comète Wild 2 et piège des particules de poussière. Le 15 janvier 2006, la capsule entre dans l'atmosphère terrestre et atterrit avec succès sur le sol du désert de l'Utah (Figure 1.11).



Figure 1.11. Chronologie de la mission Stardust (d'après <http://stardust.jpl.nasa.gov>). La sonde Stardust explorera le 14 février 2011 la comète 9P/Tempel (ou Tempel 1), comète déjà étudiée par la mission Deep Impact (NASA).

Les échantillons cométaires de la mission Stardust ont été partiellement détruits en raison de leur capture à grande vitesse ($6,1 \text{ km.s}^{-1}$) dans l'aérogel de silice et sur les feuilles d'aluminium (*cf.* Brownlee *et al.*, 2006). Les particules ont subi des températures élevées, jusqu'à plusieurs milliers de degrés. Des études minéralogiques sur la diffusion de MgO et SiO₂ montrent que les particules les plus transformées ont subi des conditions d'échauffement sévères ($\sim 1800^\circ\text{C}$ pendant 0,1 ms, Roskosz *et al.*, 2008). Ces durées sont 100 à 1000 fois supérieures à ce que suggéraient les expériences de laboratoire réalisées sur des analogues ($\sim 2500^\circ\text{C}/\mu\text{m}$ près de la surface d'un échantillon de $> 4 \mu\text{m}$, pour une durée de chauffage d'environ 0,1-1,8 μs , Noguchi *et al.*, 2007). Dans ces conditions, les matériaux friables à grain fin submicrométrique ont probablement été détruits (Roskosz *et al.*, 2008).

Les particules de la comète Wild 2 sont classées en deux groupes : les silicates cristallins ou amorphes (Nakamura *et al.*, 2008b). Ce dernier groupe présente des similitudes avec la texture des micrométéorites partiellement fondus (MMAs scoriacées), et contient une grande proportion d'aérogel fondu mélangé avec la matière cométaire.

Les résultats les plus importants de cette mission spatiale sont discutés dans le Chapitre 3 en comparaison avec les micrométéorites. Ils sont brièvement résumés ici :

- composition globale chondritique des échantillons de Wild 2;
- échantillons non équilibrés;
- présence de chondres et de CAIs;
- présence d'une large gamme de phases cristallines, avec les olivines, les pyroxènes et les sulfures de fer comme minéraux les plus abondants; quelques rares alliages Fe-Ni sont observés;
- absence ou faible abondance de phases hydratées;
- présence de rares carbonates de calcium;
- présence de phases amorphes, difficile à dissocier de l'aérogel fondu mélangé à du matériau cométaire;
- faible abondance de matière carbonée, peut-être détruite lors de la collecte des échantillons;
- faible abondance de grains interstellaires.

1.3.4. Astromatériaux dans les corps non différenciés

Il y a aujourd'hui plus de 4 000 minéraux acceptés par la "*Commission on New Minerals, Nomenclature and Classification (CNMNC)*" de l'*International Mineralogical Association - IMA*), et seulement ~ 280 minéraux sont connus dans les météorites (Rubin, 1997) (cf. Annexe B pour plus d'informations sur la description des minéraux).

Les astromatériaux qui composent aujourd'hui les objets les plus primitifs du système solaire peuvent être classés en différentes catégories (par abondance décroissante):

- minéraux anhydres et hydratés
- minéraux réfractaires
- silicates amorphes
- matière carbonée
- grains présolaires

- *Minéraux anhydres* : Parmi les minéraux trouvés dans la matière primitive du système solaire, quatre d'entre eux se distinguent comme les plus abondants et les plus importants dans les météorites peu évoluées : l'olivine $[(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4]$, le pyroxène $[(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6]$, les sulfures de fer, et les alliages Fe-Ni. L'olivine et le pyroxène constituent des solutions solides entre les deux constituants purs riches en Mg et Fe – forstérite-fayalite et enstatite-ferrosilite, respectivement. Les pyroxènes peuvent également contenir des quantités variables de calcium. Les sulfures principaux sont des sulfures de fer : la troilite* (FeS), la pyrrhotite $(\text{Fe}_{1-x}\text{S}_x)$ et la pentlandite $[(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8]$. Les alliages Fe-Ni sont principalement la kamacite (< 5% Ni) et la taenite (> 5% Ni).

- *Les minéraux hydratés* sont généralement interprétés comme étant des phases formées par des processus secondaires d'altération aqueuse sur le corps parent des météorites. Ils sont présents dans différentes proportions dans tous les groupes de chondrites, à l'exception des chondrites à enstatite. Cette altération est généralement indiquée par la présence de phyllosilicates hydratés (principalement des serpentines et des smectites), souvent associés aux carbonates, aux sulfates, aux oxydes de fer (magnétite) et aux sulfures secondaires

*Le terme *troilite* vient du nom d'un prêtre italien, Domenico Troili qui a vécu au XVIII^{ème} siècle et qui s'est beaucoup intéressé aux météorites.

(pentlandite). De petites quantités de silicates hydratés auraient également pu être observées dans la matière cométaire (Lisse *et al.*, 2006).

- *Minéraux réfractaires* (phases riches en Ca, Al, Mg \pm Ti) : ce sont les premières phases formées dans le système solaire primitif. Ils composent les CAIs : l'hibonite ($\text{CaAl}_{11}\text{Ti}_{0,5}\text{Mg}_{0,5}\text{O}_{19}$), la pérovskite (CaTiO_3), le diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), le corindon (Al_2O_3), le spinelle (MgAl_2O_4), la mélilite $[(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Al},\text{Mg},\text{Fe})[(\text{Al},\text{Si})\text{SiO}_7]]$ et l'anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$).

- *Les silicates amorphes* sont les principales phases observées dans le milieu interstellaire diffus. En conséquence ces phases caractérisent aussi le nuage moléculaire duquel notre système solaire s'est formé. L'abondance de silicates cristallins est contrainte à moins de 0,2% en masse dans le milieu interstellaire (Kemper *et al.*, 2004). Cette amorphisation pourrait être induite par le rayonnement cosmique. Des phases amorphes sont identifiées dans les IDPs, comme les GEMS (*Glass with Embedded Metal and Sulfides*), qui pourraient être des phases présolaires.

- *Matière carbonée*: elle est identifiée dans les différents objets extraterrestres dans diverses proportions:

- les chondrites carbonées peuvent contenir jusqu'à 3-4 wt% de C (Alexander *et al.*, 2007)
- les chondrites ordinaires contiennent au maximum 0,4 wt% de C (Alexander *et al.*, 2007)
- les chondrites à enstatite contiennent au maximum 0,3 wt% de C (Alexander *et al.*, 2007)
- les IDPs peuvent contenir jusqu'à 45 wt% de C (Thomas *et al.*, 1993).
- les micrométéorites, à l'exception des micrométéorites ultracarbonées (*cf.* Chapitre 5) contiennent des teneurs en C qui varient entre 0,2 wt% et 2,8 wt% (Maurette *et al.*, 2000; Matrajt *et al.*, 2003). Les micrométéorites ultracarbonées contiennent jusqu'à ~ 64 wt% de C (*cf.* Chapitre 5).
- les particules cométaires rapportées par la mission Stardust contiennent seulement de faibles quantités de matière carbonée, probablement détruite en grande partie lors de la méthode de collecte des échantillons (Sandford *et al.*, 2006; Glavin *et al.*, 2008).
- des particules de matière carbonée CHON (pour Carbone, Hydrogène, Oxygène, Azote) ont été détectées dans la poussière de la queue de la comète 1P/Halley lors de son survol par les missions VEGA et Giotto en 1986. Ces particules CHON représenteraient 22% des particules de poussière analysées dans la comète 1P/Halley (Fomenkova *et al.*, 1994).

- *Grains présolaires* (graphite, diamant, carbure de silicium, corindon, silicates, oxydes ?) ont été découverts dans les météorites primitives au milieu des années 1980 (Zinner *et al.*, 1984), et plus récemment dans certaines poussières cosmiques (Messenger *et al.*, 2003). Ces grains de tailles micro- ou nanométriques se sont probablement formés dans les enveloppes d'étoiles évoluées du milieu interstellaire et dans les éjectas d'explosions stellaires. Leur origine stellaire est démontrée par leurs compositions isotopiques, qui sont très différentes de celles du système solaire.

1.4. Informations apportées par les météorites sur la formation du système solaire

1.4.1. Minéralogie des météorites : séquence de condensation

Les premières études des propriétés physico-chimiques du matériel à partir duquel les planètes se sont formées ont été menées par Urey dans les années 1950 (*e.g.* Larimer, 1973).

La composition et la minéralogie des objets primitifs (avant leur accréation dans un corps parent) sont compréhensibles dans le cadre d'un refroidissement d'un disque circumstellaire

gazeux. Lorsque la température d'un gaz de composition solaire (à l'exception des éléments volatils) diminue, les éléments se condensent en fonction de leur volatilité dans un intervalle de température limité (Figure 1.12). Au-dessus de 1600 K, les premiers solides qui condensent sont les oxydes de Ca, Al, et Ti comme le corindon, l'hibonite, la grossite, la gehlenite et la pérovskite (*cf.* Annexe B). Ces minéraux sont les constituants des inclusions réfractaires (CAIs) dans les météorites chondritiques. Les éléments réfractaires (éléments du groupe du platine, Al, Ti, Zr, W, et la plupart des terres rares et des actinides) se condensent également dans cette gamme de températures, et sont abondants dans ces inclusions réfractaires. De 1600 K à 1300 K, les éléments modérément réfractaires se condensent. Ce sont les éléments constitutifs des chondres (Mg, Si, Cr, Fe, Ni). Ils sont présents sous forme de silicates riches en Mg qui condensent en même temps que les alliages Fe-Ni. Entre 1150 K et 530 K, les éléments chalcophiles et alcalins se condensent. Il est généralement admis que les sulfures de fer dans le disque protoplanétaire sont des minéraux provenant de la sulfuration du fer métallique et/ou des oxydes de fer par un gaz (H_2S) (Zolensky and Thomas, 1995 ; Lauretta *et al.*, 1998). Le processus de sulfuration a pu être un phénomène durable ou épisodique.

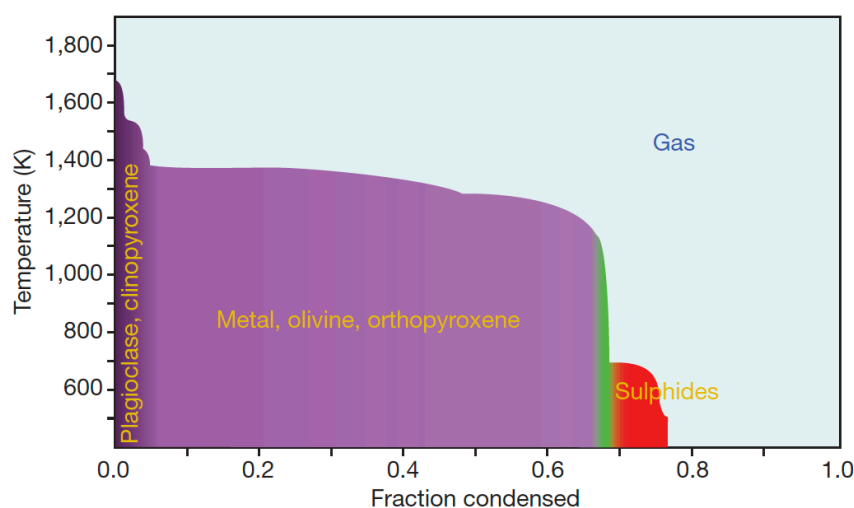


Figure 1.12. Séquence de condensation d'un gaz qui a la composition de la photosphère solaire, à l'exception des éléments volatils, montrant la fraction de matière condensée dans le disque protoplanétaire dans une gamme de températures données (Albarede, 2009). Après la formation des phases réfractaires (plagioclase et clinopyroxène, en violet foncé), les phases les plus abondantes des météorites (olivine, orthopyroxène et alliage Fe-Ni) sont rapidement éliminées du gaz du disque protoplanétaire (violet). Les phases qui contiennent des éléments alcalins et chalcophiles (en vert et rouge) se sont formées ensuite. Elles sont omniprésentes dans presque tous les types de météorites.

Dans les régions internes du disque protoplanétaire, où la température est supérieure à 1000 K, la chaleur n'entraîne pas seulement la condensation des cristaux mais aussi un changement d'état de la matière conduisant à la transformation de silicates amorphes en cristaux.

La composition globale des corps primitifs donne une indication sur leur formation dans le système solaire. Les météorites chondritiques non équilibrées présentent des abondances élémentaires qui sont proches de celles de la photosphère solaire. Leur abondance en éléments modérément volatils est corrélée avec la température de condensation, ce qui suggère un appauvrissement progressif du gaz du disque protoplanétaire pendant la condensation.

À l'exception de certaines anomalies isotopiques qui ont pu être produites à partir de processus locaux (par exemple, pour les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène), le gaz initial et la poussière du disque protoplanétaire semblent avoir été bien mélangés (Palme,

2001), même à de grandes distances radiales de l'étoile. Les processus dynamiques responsables de cette homogénéisation sont encore à préciser. La présence de minéraux cristallins dans les matériaux cométaires (cf. section 1.3.3 et Chapitre 3) indique un transport radial jusqu'à des distances importantes de l'étoile qui peut être expliqué théoriquement par un disque protosolaire turbulent (Bockelée-Morvan *et al.*, 2002), par transport visqueux (Ciesla, 2009), et/ou par la présence de jets de matière vers les régions externes (Shu *et al.*, 1996). Ces processus ont pu augmenter substantiellement la quantité de phases cristallines dans les régions froides, externes, du disque (Wooden, 2008).

1.4.2. Contraintes isotopiques

Les variations isotopiques observées dans les matériaux extraterrestres sont des empreintes du réservoir à partir duquel les échantillons se sont formés. Ces variations peuvent être attribuées à de nombreux processus ainsi qu'à des hétérogénéités dans le disque protoplanétaire.

Les hétérogénéités isotopiques des éléments légers sont observées à toutes les échelles. Les exemples les plus remarquables, sont les mesures des grains présolaires. Les variations isotopiques observées dans ces grains micrométriques ou submicrométriques sont de un à plusieurs ordres de grandeur, alors que dans les autres types d'échantillons les variations isotopiques s'expriment généralement en pour mille. Ces phases présolaires ont acquis leurs caractéristiques isotopiques avant que le système solaire se soit formé. Ils apportent de précieuses informations pour les modèles stellaires. L'abondance de grains présolaires dans les météorites est généralement de quelques dizaines de parties par million (ppm) (Zinner, 1997).

Parmi les variations isotopiques les plus importantes des objets extraterrestres sont celles de l'oxygène et de l'hydrogène, que nous présentons brièvement ci-dessous. Dans le cadre de cette étude nous nous sommes principalement intéressés à la composition isotopique de l'hydrogène de la matière carbonée des UCAMMs (cf. Chapitre 5)

1.4.2.1. Les isotopes de l'oxygène

Les premières observations montrant l'existence d'hétérogénéités isotopiques dans le système solaire primitif ont été faites par Clayton et collaborateurs dans les années 1970 par l'analyse de la composition des trois isotopes stables de l'oxygène (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) des météorites (Clayton *et al.*, 1973). L'isotope de l'oxygène ^{16}O est ~ 500 fois plus abondant que l'isotope ^{18}O et ~ 2500 fois que l'oxygène ^{17}O . La référence est V-SMOW (noté ensuite SMOW) et ses rapports en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et en $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ sont de $2,0052 \times 10^{-3}$ et $3,8288 \times 10^{-4}$, respectivement (Baertschi, 1976 ; Fahey *et al.*, 1987).

Tous les processus physiques et chimiques produisent des fractionnements isotopiques* dépendant de la masse. Dans le cas des isotopes de l'oxygène ces fractionnements définissent une droite avec une pente de 0,52 dans le diagramme $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ versus $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, appelée la droite de fractionnement terrestre (en anglais : *Terrestrial Fractionation Line* - TFL) (Figure 1.13). Certains minéraux anhydres de haute température présents dans les chondrites carbonées, en particulier les minéraux des CAIs (notamment dans Allende) n'ont pas cette tendance, mais

*Le fractionnement isotopique est un processus qui produit des variations de la composition isotopique d'un élément pendant des réactions thermodynamiques, cinétiques et de diffusion.

définissent une droite de pente ~ 1 . Cette droite n'est pas une droite de fractionnement en masse, mais une droite de mélange entre plusieurs pôles, dont l'origine fait toujours l'objet de débats. Des mesures récentes de la composition isotopique du vent solaire grâce à la mission spatiale GENESIS montrent que la valeur primitive du système solaire se trouvait vers $\delta^{18}\text{O} - \delta^{17}\text{O} \sim -60\text{‰}$ (McKeegan *et al.*, 2009).

Les différences de la composition isotopique globale en oxygène des météorites suggèrent qu'elles se sont formées à partir de différents réservoirs isotopiques (Figure 1.13). Quand, où, et comment ces anomalies isotopiques ont été produites restent des questions ouvertes (*cf.* Yurimoto *et al.*, 2008). Les isotopes de l'oxygène sont utilisés pour classer les météorites et relient les météorites à leurs précurseurs (Clayton, 2005). Les chondrites carbonées sont toutes situées en dessous de la droite de fractionnement terrestre à l'exception des chondrites de type CI. Les chondrites ordinaires se trouvent au-dessus de la TFL. Seules les chondrites à enstatite sont sur la TFL, ce qui pourraient suggérer qu'elles sont représentatives des corps à partir desquels la Terre se serait formée (*e.g.* Clayton, 2005).

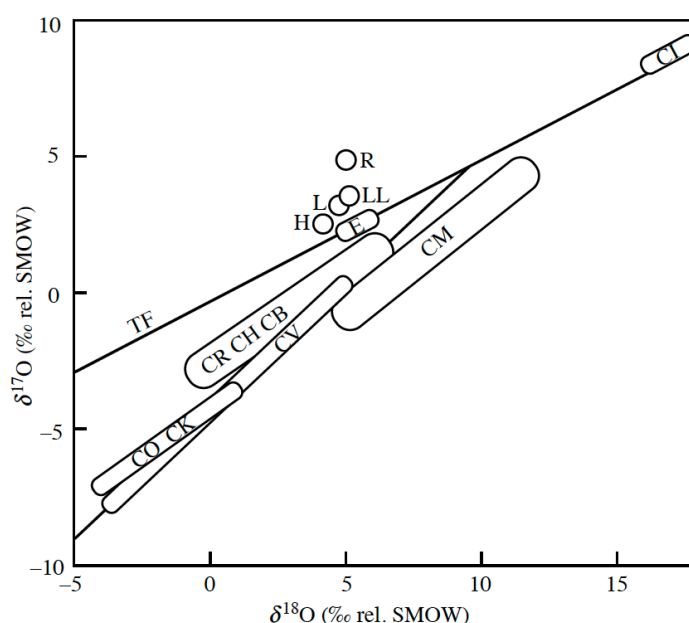


Figure 1.13. Variations des isotopes de l'oxygène dans les météorites chondritiques (TF – *Terrestrial Fractionation line*) (Clayton, 2005).

1.4.2.2. Les isotopes de l'hydrogène

L'hydrogène a deux isotopes stables: le protium (^1H) qui est le plus abondant ($\sim 99,98\%$) et le deutérium (^2H ou D) qui est beaucoup moins abondant ($\sim 0,015\%$ en moyenne ; de $0,0184\%$ à $0,0082\%$ de l'hydrogène naturel)*. La formation de l'hydrogène (H et D) a eu lieu pendant la nucléosynthèse primordiale† au cours de laquelle se sont formés les premiers éléments. Depuis ce moment, le deutérium primordial a été transformé en ^3He au cours des réactions thermonucléaires dans les étoiles, son abondance décroît donc au cours du

* La valeur de référence est le SMOW avec $\text{D}/\text{H} = 155,76 \times 10^{-6}$. Dans le cas de petites variations isotopiques de l'hydrogène, il est plus pratique de manipuler des chiffres en pour mille, $\delta\text{D} = [((\text{D}/\text{H})_{\text{échantillon}}/(\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}}) - 1] \times 1000$.

† La nucléosynthèse primordiale est responsable de la formation quelques minutes après le Big Bang des éléments chimiques les plus légers : hydrogène (H et D), hélium et lithium.

temps dans la Galaxie. Les calculs d'astration* prédisent une destruction globale du D d'un facteur 2 ou 3 depuis la naissance de la Galaxie. Ces calculs sont confirmés par des observations astronomiques. La valeur de référence du rapport D/H du milieu interstellaire est de $16 \pm 1 \times 10^{-6}$ et celle du Big Bang (théorique) varie entre $20\text{-}50 \times 10^{-6}$ (Robert, 2006).

La valeur originale du rapport D/H du système solaire ne peut donc pas être déterminée par des observations directes du Soleil, bien que des estimations puissent être faites en fonction du rapport d'abondance de $^3\text{He}/^4\text{He}$ dans le vent solaire. Des observations astronomiques de l'hydrogène galactique suggèrent une valeur moyenne protosolaire du rapport D/H de $\sim 20 \times 10^{-6}$ (avec une incertitude de $\sim 25\%$). Lors de leur formation, les planètes joviennes (Jupiter et Saturne), ont capturé une quantité importante du gaz du disque protoplanétaire, le rapport D/H de leurs atmosphères représente également la valeur protosolaire : $20\text{-}30 \times 10^{-6}$ (Figure 1.14).

L'atmosphère des planètes externes du système solaire (Uranus et Neptune) présente des rapports D/H supérieurs d'un facteur ~ 3 à la valeur protosolaire (*e.g.* Feuchtgruber *et al.*, 1999; McKeegan and Leshin, 2001). Cet enrichissement suggère une contribution de matériaux riches en D des noyaux de ces planètes glacées. Les glaces y constituent une fraction importante de leur masse par opposition aux planètes joviennes où leur masse est dominée par des enveloppes gazeuses.

A l'exception des planètes joviennes, les planètes du système solaire présentent des enrichissements variables du rapport D/H par rapport à la valeur protosolaire. Les planètes telluriques présentent les valeurs les plus élevées du rapport D/H. Les océans terrestres sont enrichis en deutérium d'un facteur ~ 8 par rapport à la valeur protosolaire du rapport D/H (McKeegan and Leshin, 2001). Les mécanismes responsables de ce fractionnement ne sont pas encore complètement compris (*e.g.* Figure 1.14).

Des valeurs très élevées du rapport D/H ont été observées dans les comètes. La composition isotopique de l'hydrogène de la vapeur d'eau a été déterminée avec une précision d'environ 10% à 30% dans 4 comètes: 1P/Halley, C/1996 B2 (Hyakutake), C/1995 O1 (Hale-Bopp) et C/1999 S4 (LINEAR) (Eberhardt *et al.*, 1995 ; Bockelée-Morvan *et al.*, 1998 ; Meier *et al.*, 1998b ; McKeegan and Leshin, 2001 ; Hutsemekers *et al.*, 2008). Toutes les quatre ont des valeurs de D/H d'approximativement 3×10^{-4} ou $\delta D \sim 1000\%$ dans la vapeur d'eau. Les mesures des molécules DCN/HCN dans la comète C/1995 O1 (Hale-Bopp) suggèrent que les espèces organiques pourraient être enrichies en deutérium d'environ un ordre de grandeur par rapport à la molécule d'eau (D/H de HCN = $2,3 \pm 0,8 \times 10^{-3}$) (Meier *et al.*, 1998b).

Les compositions isotopiques de l'hydrogène de diverses composantes primitives extraterrestres sont résumées par Robert *et al.* (2000) (Tableau 1.4) et dans la Figure 1.14 par McKeegan (2001).

La composition globale des isotopes de l'hydrogène dans les météorites chondritiques est relativement homogène comparée aux mesures faites dans leurs différentes composantes (par exemple, la matrice, la matière carbonée) qui, elles, révèlent des variations en δD de $\sim -500\%$ à 6000% suivant les composants. Renazzo (du groupe des CR) est la météorite chondritique qui contient l'enrichissement en deutérium le plus important en roche totale (Figure 1.15).

* Astration – processus qui enrichit les galaxies en éléments lourds au cours du temps, grâce aux générations d'étoiles qui se succèdent.

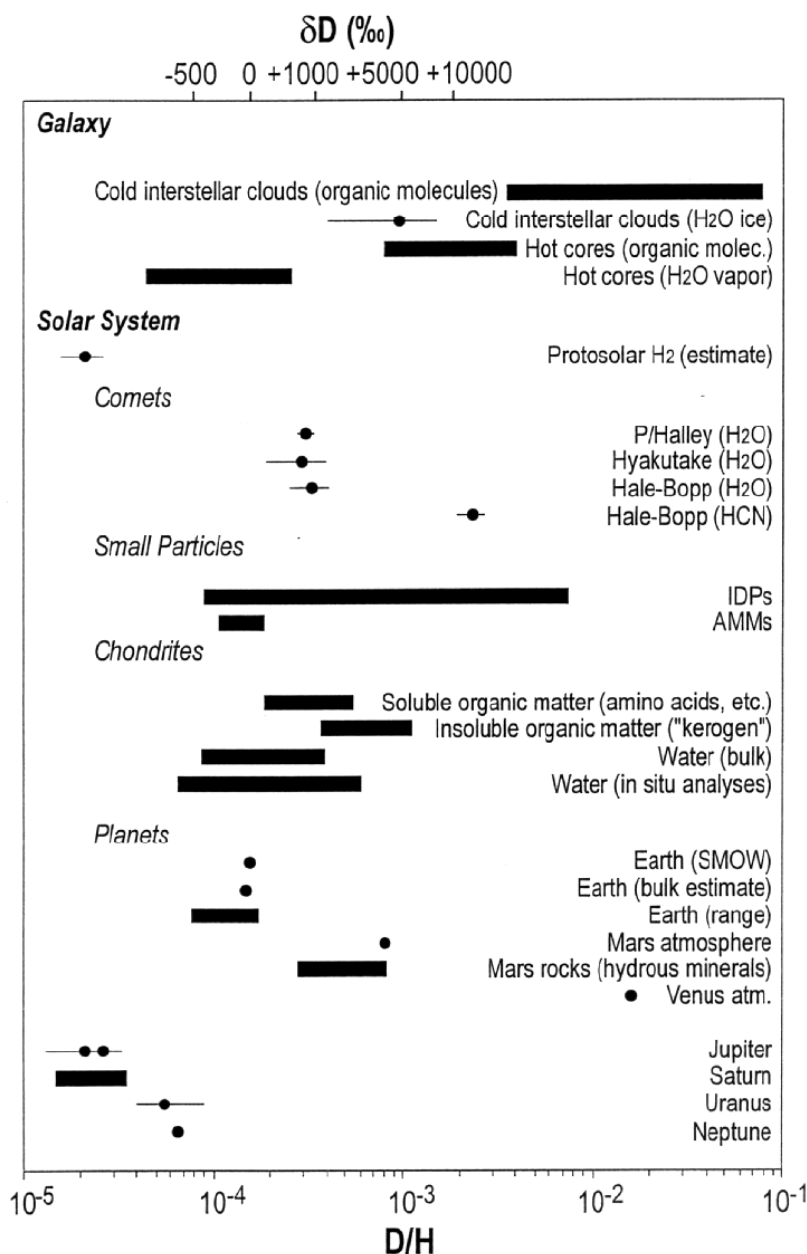


Figure 1.14. Compositions isotopiques de l'hydrogène de différents objets, matériaux et réservoirs du système solaire et de la galaxie (McKeegan and Leshin, 2001). Les données sont résumées dans le Tableau 1.4 (d'après Robert *et al.*, 2000).

La matière carbonée des météorites peut être séparée en deux composantes. Une composante soluble, qui contient les acides aminés, les acides carboxyliques et d'autres hydrocarbures, et une composante insoluble qui présente une structure complexe (Derenne *et al.*, 2005). Cette matière organique insoluble (MOI) des météorites présente toujours de forts enrichissements en D par rapport aux valeurs terrestres. La valeur globale δD mesurée dans la MOI de chondrites carbonées varie de $\sim 1400\text{‰}$ à 3000‰ . La matière carbonée des chondrites ordinaires non-équilibrées de type LL3 montre des valeurs encore plus élevées ($\delta D \sim 4000\text{‰}$ à 6000‰) (e.g. McKeegan and Leshin, 2001).

L'eau des minéraux tels que les phyllosilicates des météorites chondritiques montrent également de grandes variations isotopiques, avec des valeurs allant de $\delta D \sim -400\text{‰}$ à 3700‰ (Robert *et al.*, 1979 ; Deloule *et al.*, 1998).

Echantillon	Espèce	(D/H) × 10 ⁻⁶	Références
"Big Bang" (théorique)	H	20-50	(Geiss and Gloeckler, 1998; Schramm, 1998)
Disque protoplanétaire	H ₂	21 ± 5	(Geiss and Gloeckler, 1998)
Milieu interstellaire	H	16 ± 1	(Linsky <i>et al.</i> , 1993)
Planètes gazeuses			
Jupiter	H ₂	21-26	(Lellouch <i>et al.</i> , 1996; Mahaffy <i>et al.</i> , 1998)
Saturne	H ₂	15-35	(Griffin <i>et al.</i> , 1996)
Neptune	H ₂	65	(Feuchtgruber <i>et al.</i> , 1999)
Uranus	H ₂	55	(Feuchtgruber <i>et al.</i> , 1999)
Planètes telluriques			
Terrestre	H ₂ O	149 ± 3	(Lécuyer <i>et al.</i> , 1998)
Vénus (atmosphère <i>in situ</i>)	H ₂ O	16000 ± 200	(Donahue <i>et al.</i> , 1982)
Mars (atmosphère <i>in situ</i>)	H ₂ O	780 ± 80	(Owen <i>et al.</i> , 1988)
SNC (le manteau de Mars)	–OH	200 ± 780	(Watson <i>et al.</i> , 1994)
Comètes			
1P/Halley, C/1996 B2 (Hyakutake), C/1995 O1 (Hale-Bopp)	H ₂ O	290-330	(Eberhardt <i>et al.</i> , 1995; Bockelée-Morvan <i>et al.</i> , 1998; Meier <i>et al.</i> , 1998b)
La comète C/1995 O1 (Hale-Bopp)	HCN	2300 ± 400	(Meier <i>et al.</i> , 1998a)
IDPs	H ₂ O et matière carbonée	111-3840	(Messenger, 2000; Aléon <i>et al.</i> , 2001)
MMs	H ₂ O et matière carbonée (UCAMMs)	99-4600	(Engrand <i>et al.</i> , 1999a ; Duprat <i>et al.</i> , 2010) (cf. Chapitre 5)
Météorites			
CI	H ₂ O	141,3-202,5	(e.g. Robert, 2003)
CI	MOI	294	(Alexander <i>et al.</i> , 2007)
CM	H ₂ O	126,4-310,0	(e.g. Robert, 2003)
CM	MOI	149-638	(Alexander <i>et al.</i> , 2007)
CR	H ₂ O	236-263	(e.g. Robert, 2002; Robert, 2003)
CR	MOI	582-617	(Alexander <i>et al.</i> , 2007)
OC	H ₂ O	165-390	(Robert, 2002)
OC	MOI	201-1070	(Alexander <i>et al.</i> , 2007)

Tableau 1.4. Compositions isotopiques de l'hydrogène dans différents réservoirs du système solaire et de la galaxie. D'après Robert et al. (2000), Engrand et al. (1999a) et Duprat et al., (2010). Pour les MMs, les seules données disponibles concernant la matière carbonée concernent les UCAMMs (cf. Chapitre 5).

Les rapports D/H des chondrites carbonées apportent des informations sur les conditions de synthèse de l'eau, des molécules carbonées ainsi que sur l'origine de l'eau sur Terre (Engrand *et al.*, 1999a ; Maurette *et al.*, 2000; Robert, 2006).

Les analyses de micrométéorites antarctiques montrent une gamme restreinte des valeurs δD de $\sim -300\text{‰}$ à 200‰ dans l'eau des silicates (Engrand *et al.*, 1999a). Ces données sont en accord avec le fait que les micrométéorites sont reliées aux chondrites carbonées qui ont subi des processus d'altération aqueuse, qui montrent la même gamme restreinte (Figure 1.15). Les analyses du rapport D/H des micrométéorites ultracarbonées sont présentées dans le Chapitre 5.

Les IDPs montrent aussi des variations du rapport D/H entre $\sim 9 \times 10^{-5}$ et $\sim 8 \times 10^{-3}$ ($\delta D \sim -423\text{‰}$ à $\sim 50\,000\text{‰}$) (Messenger, 2000). La répartition des isotopes de l'hydrogène au sein d'une seule particule de poussière interplanétaire montre que les enrichissements en deutérium sont généralement dans des régions que l'on appelle des "hotspots" (Aléon *et al.*, 2001). Certaines valeurs du rapport D/H s'approchent de celles observées dans les nuages moléculaires froids. Cette observation a été interprétée par la présence de matériaux présolaires dans ces IDPs (Messenger, 2000). La présence de composantes avec différentes compositions isotopiques suggère que ces échantillons contiennent une variété de matériaux primitifs qui se sont formés à différentes distances héliocentriques dans le disque protoplanétaire (Aléon *et al.*, 2001).

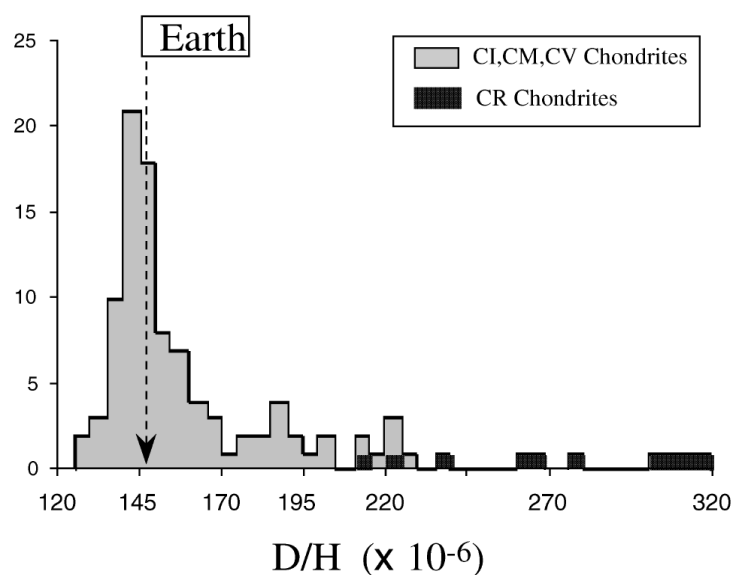


Figure 1.15. Distribution du rapport D/H dans les chondrites carbonées (nombre total de mesures – 106) (d'après Robert, 2003).

Les enrichissements isotopiques en deutérium peuvent être expliqués par des réactions chimiques qui ont des taux de réactions plus importantes pour le D que pour le H. Le rapport D/H dans le H_2 (ou H) du milieu interstellaire représente l'abondance isotopique universelle du milieu interstellaire. Les molécules enrichies en D représentent une infime partie du H total (Robert, 2006).

Dans l'espace, les réactions d'échanges isotopiques peuvent se produire dans trois environnements:

- le disque protoplanétaire par un échange isotopique thermique entre l'hydrogène moléculaire et les composés qui contiennent du H ;

- le milieu interstellaire dense à $T < 50$ K par des échanges isotopiques entre les espèces ionisées et les molécules ;
- les nuages interstellaires denses à des températures intermédiaires ($T < 200$ K), par échange isotopique entre les radicaux* (H ou D) et les molécules neutres (Robert, 2006).

L'interprétation des variations isotopiques de l'hydrogène peut se faire à deux échelles :

- à l'échelle globale du système solaire en expliquant les enrichissements en deutérium par rapport à la valeur protosolaire ($D/H = 25 \pm 5 \times 10^{-6}$)
- à l'échelle de l'objet (e.g. Robert, 2003).

L'origine des enrichissements en deutérium des chondrites par rapport à la valeur protosolaire est fondée sur l'analogie avec les observations astrophysiques des nuages moléculaires froids du MIS. Ces régions de la galaxie ont une basse densité (10-100 atomes d'H par cm^3), des températures de 10-30 K et contiennent de nombreuses molécules carbonées. Ces molécules sont enrichies en deutérium d'un facteur qui peut aller jusqu'à 5000 (avec une valeur moyenne de 2000) par rapport à la valeur de l'hydrogène du milieu interstellaire ($D/H \sim 16 \pm 1 \times 10^{-6}$) (Tableau 1.4) (McCullough, 1992; Linsky *et al.*, 1993).

A cause de son enrichissement systématique en deutérium, une origine interstellaire a été proposée pour la MOI des météorites (Yang and Epstein, 1983). Pourtant, le rapport D/H dans la MOI reste nettement inférieur à celui mesuré dans les molécules carbonées couramment observées dans le milieu interstellaire (MIS, $D/H \sim 10^{-2}$) (Robert, 2002). Deux interprétations ont été proposées pour expliquer cette différence.

- Il est possible que les composés les plus riches en deutérium aient des rapports D/H comparables à ceux observés dans le milieu interstellaire mais ils sont suffisamment dilués pour empêcher leur détection directe. L'analyse de la MOI par pyrolyse progressive révèle en effet une grande hétérogénéité isotopique, le rapport D/H global représente donc un mélange de divers composants enrichis en deutérium à différents degrés.
- Une deuxième possibilité serait que la MOI soit formée dans le milieu interstellaire, mais à des températures plus élevées (120 K) que les températures canoniques (10-20 K). L'enrichissement en deutérium diminue de façon proportionnelle à la température de formation de la MOI.

Enfin, Remusat *et al.* (2006) proposent que la MOI après sa synthèse ait été transportée dans les régions du disque protosolaire où les conditions physiques sont comparables à celles du milieu interstellaire. Dans ce milieu froid, ionisé, où des réactions ions-molécules peuvent avoir lieu, la MOI aurait également pu acquérir son enrichissement en deutérium.

Alexander *et al.* (2007) proposent que les corps parents des chondrites carbonées aient initialement accréte une MOI de même composition isotopique. La diversité des compositions isotopiques actuelles de ces objets serait alors due à des processus d'altération secondaire sur le corps parent. Pourtant, l'identification dans la météorite d'Orgueil (météorite ayant été totalement altérée par l'eau) d'un "hotspot" isotopique en deutérium (Remusat *et al.*, 2010), montre:

- que les météorites de type CI ne sont pas des météorites de type CM ayant subi plus d'altération

*Radical – assemblage d'atomes qui contient un ou plusieurs électrons non apparié(s).

- que la MOI des météorites de type CI et CM provient plutôt de sources différentes et que leur composition isotopique de l'hydrogène ne résulte pas de différents degrés d'altération aqueuse

Remusat et al. (2010) suggèrent donc que les chondrites carbonées n'ont pas accrété une population de précurseurs carbonées isotopiquement homogène mais un mélange hétérogène.

CHAPITRE 2. OUTILS ET MÉTHODES

2. OUTILS ET METHODES.....	39
2.1. Préparation des échantillons.....	40
2.1.1. Des filtres antarctiques à la première visualisation (microscopie électronique à balayage et microsonde électronique).....	40
2.1.2. Pour la spectrométrie Raman	41
2.1.3. Pour la microscopie électronique en transmission	41
2.1.4. Pour la sonde ionique (NanoSIMS)	43
2.2. Spectroscopie Raman	44
2.2.1. Principe de l'effet Raman	44
2.2.2. Protocole expérimental.....	45
2.2.3. Analyse des spectres Raman.....	46
2.3. Microscopies électroniques analytiques	47
2.3.1. Microscope électronique à balayage	47
2.3.2. Microscope électronique en transmission.....	49
2.3.3. Microanalyse X	53
2.3.3.1. Analyse quantitative et calculs de correction	54
2.3.3.2. Cartographies spectrales et hyperspectrales.....	55
2.4. Sonde Ionique (NanoSIMS)	55

2. Outils et méthodes

*“Give me a lever long enough and a fulcrum
on which to place it, and I shall move the world.”
Archimedes*

L'analyse des micrométéorites est réalisée en étudiant l'interaction de la lumière, des électrons et des ions avec la matière. La première partie du chapitre présente la préparation des échantillons requise pour pouvoir les observer par les différentes techniques employées. Puis les sous-chapitres suivants décrivent les techniques utilisées et leurs principes (microscopie à balayage et microsonde électronique, spectroscopie Raman, microscopie électronique en transmission et sonde ionique - NanoSIMS).

2.1. Préparation des échantillons

2.1.1. Des filtres antarctiques à la première visualisation (microscopie électronique à balayage et microsonde électronique)

Les micrométéorites sont rapportées d'Antarctique sur des filtres nylon d'ouverture $\sim 30 \mu\text{m}$ (Figure 2.1, a). Une fois arrivés au laboratoire, les échantillons sont triés dans la salle blanche* sous une hotte à flux laminaire vertical. Toutes les particules sont prélevées en fonction de leur taille et placées dans des plaques en verre de 12 alvéoles. Chaque alvéole reçoit un grain (Figure 2.1, b). L'extraction se réalise avec des pinceaux à poils blancs (en nylon) humidifiés, pour ne pas perdre le grain pendant le transport entre le filtre et la plaque (Figure 2.1, c). Les plaques sont numérotées afin de référencer les grains qu'elles contiennent (ex. PL 07-08-20; PL – plaque, 07 – année, 08 – no du filtre, 20 – la vingtième plaque réalisée en 2007). Chaque particule est ensuite photographiée, puis fragmentée à l'aide d'une pointe de scalpel, afin de pouvoir réaliser différents types d'analyses et de conserver un témoin de la même particule. Seules les sphérules cosmiques ne sont pas fragmentées. Au final, sur le filtre, ne vont rester que des pollutions telles que des fibres, des fragments de plastique ou de métal.

La caractérisation des échantillons s'effectue au début au microscope électronique à balayage (MEB ou en anglais : *Scanning Electron Microscopy* – SEM). Pour cela, le plus petit fragment de chaque échantillon est placé sur un stub (rondelle d'aluminium mesurant un pouce de diamètre) recouverte d'une pastille autocollante double-face conductrice (Figure 2.1, d). Cette technique est employée pour faciliter le transport de particules jusqu'au microscope qui se trouve dans un autre laboratoire. On choisit le plus petit fragment de chaque échantillon car une fois posé sur un stub, il est difficile de le récupérer pour l'analyser avec d'autres techniques. Les particules sur le stub sont numérotées (ex. ST 07-14-09; ST – stub, 07 – année, 14 – le quatorzième stub réalisé en 2007 et 09 – numéro de la particule en fonction de

*Salle blanche – pièce où la concentration de particules terrestres est contrôlée dans le but d'éviter la contamination des particules extraterrestres. La salle blanche du CSNSM est de classe 10 000, et de classe 100 sous la hotte à flux laminaire.

la position sur le stub) et la correspondance avec les autres fragments de la même particule restant dans la plaque de provenance est mémorisée dans un fichier.

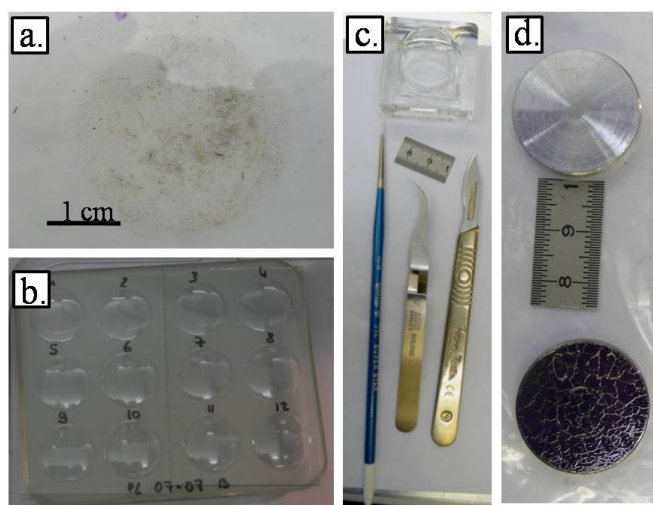


Figure 2.1. (a) Filtre dont les micrométéorites vont être extraites. (b) Plaque à 12 alvéoles dans lesquelles les particules vont être fragmentées et stockées. (c) Outils avec lesquels les micrométéorites vont être extraites et fragmentées (de gauche à droite pinceau, pince, scalpel). (d) Stub vide (haut) et stub avec des micrométéorites collées sur une pastille autocollante double-face en carbone (en bas).

Avant d'observer les échantillons au MEB, ils sont métallisés au carbone pour les rendre conducteurs. Cette procédure est nécessaire car l'interaction électron/matière conduit à des effets d'accumulation de charges à la surface de l'échantillon si celle-ci n'est pas conductrice. Dans le cas d'un isolant leur accumulation déforme le faisceau d'électrons et modifie son énergie. Le principe du MEB est décrit plus bas (*cf.* section 2.3)

Une fois caractérisées au MEB, les particules sont ensuite préparées pour être analysées à la microsonde électronique. Cette technique exige une surface parfaitement plane pour réaliser des mesures quantitatives. Les échantillons du stub sont donc enrobés dans une résine époxy (EMBed-812 – *cf.* Annexe D) et passent par une étape de polissage (disques abrasifs de granulométries 12, 6, 3 et 0,25 μm). Ces techniques ont été utilisées en particulier pour les analyses décrites dans le Chapitre 3.

2.1.2. Pour la spectrométrie Raman

Aucune préparation n'a été nécessaire pour les mesures Raman. Les observations ont été réalisées sur la surface extérieure de micrométéorites posées chacune dans une alvéole d'une lames de verre. Les résultats obtenus sont décrits dans le Chapitre 4.

2.1.3. Pour la microscopie électronique en transmission

Les échantillons doivent être ultra-minces pour qu'ils soient transparents aux électrons et qu'ils puissent être observés par microscopie électronique en transmission (MET, ou TEM en anglais pour *Transmission Electron Microscopy*). L'épaisseur maximum pour conserver cette transparence dépend de l'énergie du faisceau d'électron et de la moyenne du numéro atomique (Z) de l'échantillon. Pour la haute résolution (HR), l'épaisseur des échantillons doit être entre 50 nm et 10 nm. Pour les deux types de microscopie électronique en transmission utilisées ici (MET-HR et MET analytique, *cf.* section 2.3), les échantillons ont été préparés de deux façons différentes : par broyage pour la haute résolution, et par ultramicrotomie pour le

MET analytique. Les deux méthodes présentent des avantages et inconvénients dus à la préparation mécanique des échantillons.

Le broyage est effectué à sec entre deux lames de verre propres. La poudre fine est mise en suspension dans quelques gouttes d'alcool, puis récupérée à l'aide d'une seringue. Le liquide est ensuite déposé sur une grille de MET en cuivre recouverte d'une membrane de carbone amorphe percée de trous. Grâce à l'intensité des forces de tension superficielle, cette poudre reste attachée à la membrane de façon stable même sous vide. Cette technique a l'inconvénient de faire perdre l'organisation microstructurale à grande échelle de l'échantillon. L'avantage est de retrouver parmi les petits fragments, des particules qui vont avoir une épaisseur variable, et même inférieure à 50 nm.

L'ultramicrotomie permet d'obtenir de coupes ultraminces d'épaisseur constante (50-80 nm pour nos échantillons). La découpe se réalise avec un couteau en diamant, à température ambiante. Dans le cas d'échantillons rocheux, cette technique doit être appliquée sur de petits échantillons ($< 30 \mu\text{m}$). Nous avons utilisé l'ultramicrotome Leica Ultracut (UCT) qui est constitué d'un ensemble support-couteau et d'un porte échantillon posés sur une table anti-vibration. Le couteau orientable dans trois directions. Il est en diamant avec des angles d'arête de 35° ou de 45° . L'angle est choisi en fonction de la dureté de l'échantillon : il faut réduire l'angle pour les échantillons fragiles et mous (exemple UCAMM, cf. Chapitre 5). L'échantillon est monté sur un bras mobile. Ce bras se déplace verticalement et avance régulièrement par rapport à l'arête du couteau. La vitesse de coupe est variable ($1\text{-}12 \text{ mm.s}^{-1}$). Plus on coupe vite, plus on garde de la matière au centre de la coupe, mais il faut aussi tenir compte des limites du couteau (1 mm.s^{-1} est recommandé). Ce dispositif est muni d'un système d'avancée micrométrique et nanométrique, et de réglages fixant les positions relatives du bloc, du couteau, de la vitesse de coupe et de l'épaisseur. Toutes les opérations sont suivies sous la loupe binoculaire (Figure 2.2).

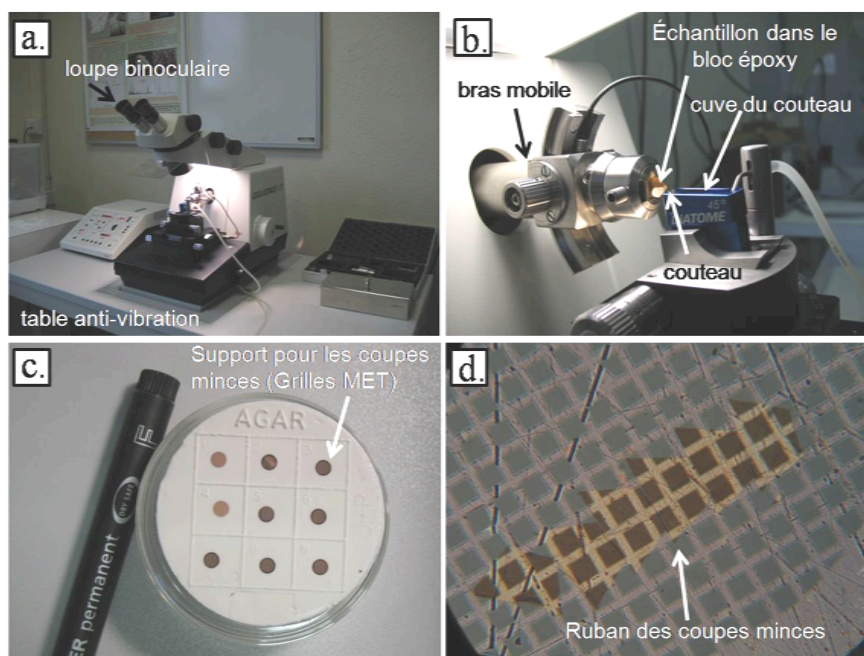


Figure 2.2. (a) Ultramicrotome Leica Ultracut UCT. (b) Échantillon monté sur le bras mobile et couteau diamant. (c) Grilles MET. (d) Image en microscopie optique d'un ruban de coupes déposé sur une grille MET en cuivre recouverte d'une membrane de carbone.

Des fragments des micrométéorites ($5\text{-}20 \mu\text{m}$) sont enrobés dans la résine époxy (Spurr Low Viscosity, cf. Annexe D). Le bloc cylindrique d'époxy va être taillé en forme de pyramide dont la pointe est tronquée pour obtenir la surface de coupe. Les conditions de

coupe (vitesse, épaisseur, angle) ont été adaptées au type de matériel. Les coupes successives constituent un ruban qui flotte à la surface de l'eau contenue dans la cuve du couteau. Elles sont généralement récupérées par capillarité et déposées sur une grille qui a comme support une membrane de carbone à trous, ou une membrane continue. Cette technique a pour avantage de préserver la structure globale de l'échantillon et les associations de phases minérales et carbonées, mais elle peut introduire des compressions du matériau, des arrachements des zones les plus dures ou des déchirures le long de deux zones de dureté différentes, et des déplacements de matière. Les résultats sont présentés dans le Chapitre 5.

2.1.4. Pour la sonde ionique (NanoSIMS)

Les analyses isotopiques ont été effectuées sur des fragments de micrométéorites ultracarbonées (UCAMM, cf. section 1.3.2.2.3 et Chapitre 5) pressées sur des feuilles d'or. Sur chaque feuille d'or, le fragment de micrométéorite a été entouré par quatre standards utilisés pour corriger le fractionnement de masse instrumental du NanoSIMS : un kérogène de type III (fourni par F. Robert & S. Derenne, KDIII – delta du Mahakam), une anthracite (fourni par J. Aléon, Don H8), une amphibole (fournie par E. Deloule, Bamble) et une olivine de San Carlos (Figure 2.3). Pour les mesures des isotopes de l'hydrogène et du carbone, nous avons utilisé KD III, DonH8 et Bamble. Pour les mesures isotopiques de l'oxygène nous avons utilisé l'olivine de San Carlos.

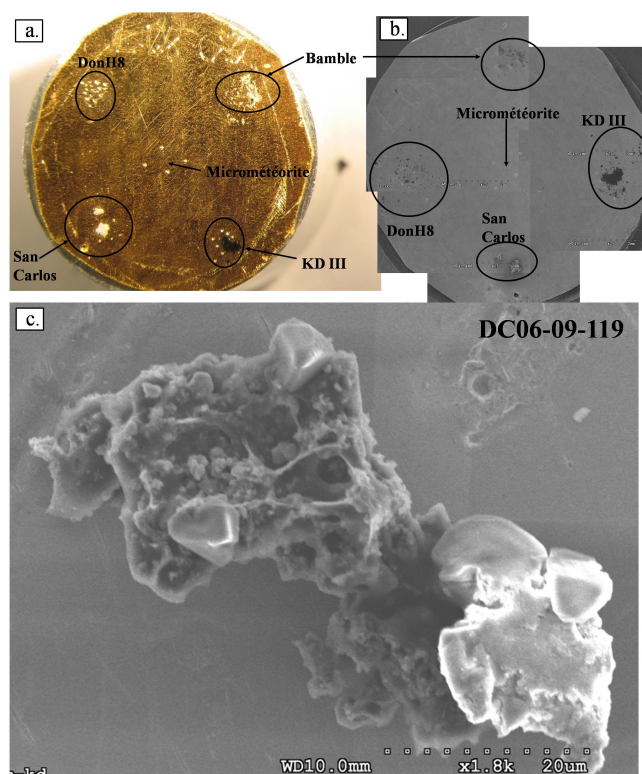


Figure 2.3. (a) Image optique d'une feuille d'or sur laquelle les échantillons ont été écrasés. Au milieu c'est une micrométéorite, entourée de deux standards KD III et Don H8, d'une amphibole (Bamble) et d'une olivine (San Carlos). (b) Mosaïque de micrographies électroniques en électrons rétrodiffusés de la feuille d'or. (c) Micrographie électronique en électrons secondaires d'une micrométéorite écrasée sur la feuille d'or.

2.2. Spectroscopie Raman

2.2.1. Principe de l'effet Raman

La spectroscopie Raman est une technique basée sur la détection de photons diffusés inélastiquement suite à l'interaction de l'échantillon avec un faisceau de lumière monochromatique. Cette technique donne des renseignements, à température ambiante, sur les états vibrationnels d'une molécule et permet de caractériser la composition moléculaire et la structure d'un matériau. Elle est non destructive et nécessite une petite portion de matériau (de l'ordre du micromètre cube).

Les photons incidents sont en grande partie transmis, réfléchis ou absorbés et une fraction bien plus faible est diffusée :

- une partie de la lumière est diffusée à la même fréquence que la radiation incidente, c'est la **diffusion Rayleigh** (*diffusion élastique*) (Figure 2.4)
- une partie infime des photons incidents est diffusée avec changement de fréquence, c'est la **diffusion Raman** (*diffusion inélastique*)

La Figure 2.4 montre les deux mécanismes de diffusion Raman pour deux niveaux d'énergie séparés par une énergie $h\nu_v$, où h est la constante de Planck et ν la fréquence. Si la fréquence $\nu - \nu_v$ (ν_v fréquence d'un mode de vibration) du photon diffusé est inférieure à celle du photon incident (ν), il y a gain d'énergie vibrationnelle pour la molécule (et perte d'énergie pour le photon) : on parle de **raie Stokes**. Si au contraire le photon incident est diffusé à une fréquence $\nu + \nu_v$, il y a perte d'énergie vibrationnelle pour la molécule (et gain d'énergie pour le photon) : on parle de **raie anti-Stokes**.

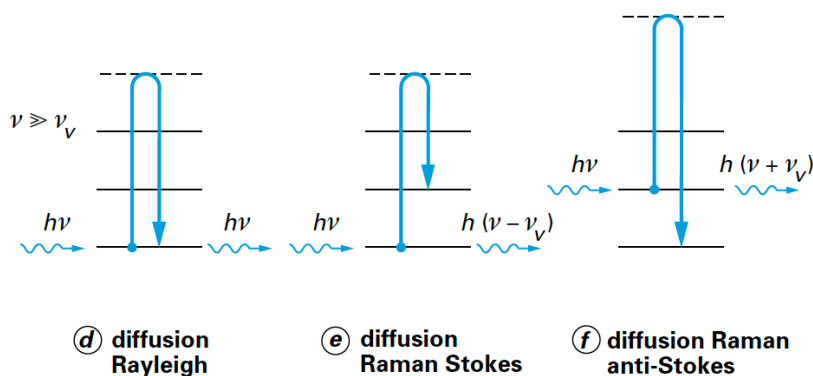


Figure 2.4. Interaction entre un photon et la matière caractérisée par des niveaux d'énergie vibrationnelle.

Un spectre Raman présente l'intensité Raman diffusée en fonction de la différence de fréquence entre photon incident et photon diffusé : si l'on considère les raies Stokes, cette différence est positive, et nulle dans le cas de la diffusion Rayleigh. En pratique, il faut convertir cette différence de fréquence entre photon incident et photon diffusé en nombre d'onde (Figure 2.5).

Le nombre d'onde $\bar{\nu}$ est défini par la relation suivante :

$$\bar{\nu} = \frac{1}{\lambda} = \frac{\nu}{c}$$

avec $\bar{\nu}$ – nombre d'onde (cm^{-1}), λ – longueur d'onde de la radiation (cm), ν – fréquence de la radiation (Hz) et c – vitesse de la lumière dans le vide.

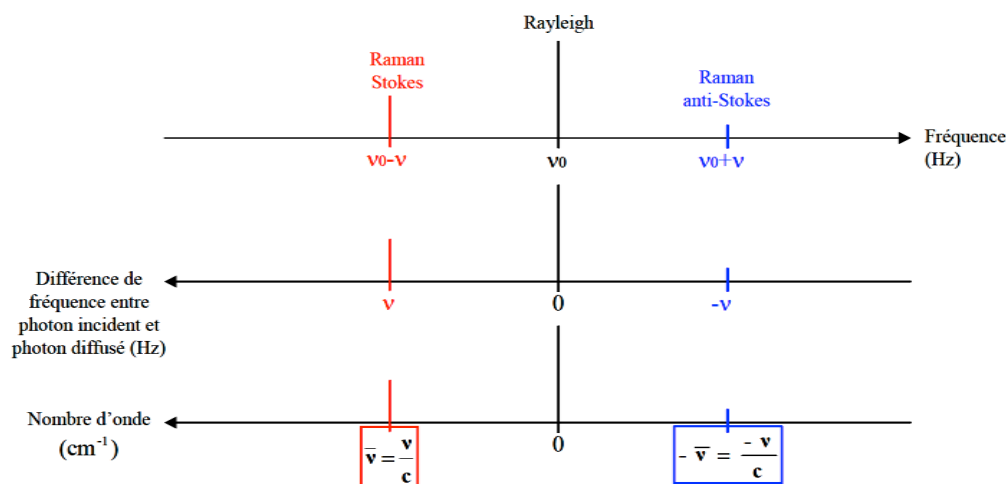


Figure 2.5. Correspondance entre fréquence et nombre d'onde.

Dans le cas des matériaux carbonés, tout photon est préalablement absorbé avant d'être diffusé : la spectrométrie est dite dans ce cas *résonnante*. Deux conséquences importantes :

- La première est l'augmentation de la section efficace de diffusion, ce qui fait que la technique est très sensible à la détection de composés carbonés. Dans les micrométéorites étudiées, la matière carbonée a été détectée dans une grande partie des cas alors qu'aucun minéral ne l'a été, bien que ceux-ci constituent plus de 95% des particules.
- La seconde conséquence est l'effet dit de dispersion : les spectres Raman dépendent de la longueur d'onde excitatrice. Cet effet a été observé dans nos expériences du fait de l'utilisation de deux longueurs d'ondes excitatrices (514 nm et 244 nm) (*cf.* Chapitre 4).

Cette technique a été appliquée avec succès sur différents types de matière carbonée (graphite, kérogène, diamant) dispersés dans des roches extraterrestres ou terrestres (*e.g.* Wopenka and Pasteris, 1993; Quirico *et al.*, 2009). Elle présente un nombre important d'avantages :

- elle permet de réaliser des mesures à l'échelle micrométrique et exige seulement une très petite quantité de matériel
- pour une excitation dans le visible, elle ne nécessite pas de séparation de la matière carbonée de sa matrice minérale par attaque acide
- il s'agit d'un outil non destructif, rapide et facile à mettre en œuvre

2.2.2. Protocole expérimental

Les expériences Raman ont été effectuées au Laboratoire de Sciences de la Terre (LST, ENS-Lyon, France), avec deux micro-spectromètres Raman. Le premier est un modèle HR800 Labram (Horiba Jobin Yvon), équipé avec un laser Ar^+ Spectra Physics délivrant une longueur d'onde $\lambda = 514$ nm. Le faisceau laser est focalisé avec un objectif 50x, formant un spot approximativement circulaire de diamètre $\sim 2-3$ μm . La profondeur de pénétration du laser dans le matériau est d'environ 200 nm. Le deuxième micro-spectromètre Raman est un modèle HR800 Labram (Horiba Jobin Yvon) conçu pour le rayonnement UV. L'excitation à 244 nm est ici générée par doublage de fréquence à partir d'un laser Ar^+ (Spectra Physics). Le faisceau est focalisé par un objectif 40x formant un spot de diamètre 4-5 μm .

La reproductibilité des mesures de micro-spectroscopie Raman sur les matériaux carbonés est un problème crucial, en raison de la densité de photons élevée qui arrive à la surface de l'échantillon. Afin de garantir la cohérence des mesures, les paramètres expérimentaux doivent être maintenus rigoureusement constants pendant la même session de mesure (Bonal *et al.*, 2006a). Ces paramètres sont : la puissance à la surface de l'échantillon, le temps d'acquisition et les conditions atmosphériques. La puissance du laser à la surface de l'échantillon a été fixée à 300 μW , et le temps d'acquisition à 120 secondes. Les mesures ont été réalisées sous une atmosphère inerte d'argon afin de limiter les processus de photo-oxydation (Quirico *et al.*, 2005b). Pour vérifier l'absence de dommages sur la matière carbonée, des séries de mesures résolues dans le temps ont été effectuées à la même position. Aucune évolution significative n'a été observée dans les spectres Raman mesurés. Les mesures à 514 nm ont été effectuées sur les surfaces extérieures des fragments des micrométéorites déposées sur des lames de verre, mais également sur des matières carbonées insolubles extraites de chondrites (*cf.* Chapitre 4). Les mesures à 244 nm n'ont été réalisées que sur des échantillons de matière organique insoluble de météorites et sur deux UCAMMs, en raison de la plus faible sensibilité de cette configuration de mesure (Quirico *et al.*, 2008).

2.2.3. Analyse des spectres Raman

Les bandes les plus intenses dans le spectre Raman d'un matériau carboné polyaromatique sont les bandes du carbone du premier ordre, dites G (pour "graphite") et D (pour "défaut") qui ont des pics autour de $\sim 1600\text{ cm}^{-1}$ et $\sim 1350\text{ cm}^{-1}$, respectivement (Tuinstra and Koenig, 1970). La bande G est attribuée au mode de symétrie E_{2g} , qui correspond aux mouvements relatifs des atomes de carbone de type sp^2 localisés soit dans des cycles soit dans des chaînes oléfiniques. La bande D est attribuée à un mode de symétrie A_{1g} des cycles aromatiques (Ferrari and Robertson, 2000).

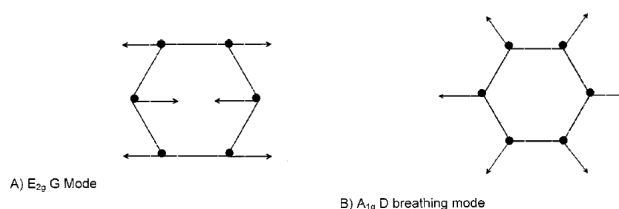


Figure 2.6. Modes de symétrie des bandes Raman du 1^{er} ordre G (gauche) et D (droite) de la matière carbonée.

Les spectres Raman à 514 nm présentant un rapport signal/bruit significatif ont été sélectionnés. Leur fond de fluorescence a été soustrait en considérant une ligne de base linéaire entre 700 cm^{-1} et 2000 cm^{-1} , et l'intensité du signal a été normalisée. Les spectres Raman ont été ensuite traités avec deux méthodes :

- La première consiste à ajuster les bandes D et G avec une Lorentzienne et un profil Breit-Wigner-Fano (LBWF), respectivement (Bonal *et al.*, 2006a). Cet ajustement permet d'obtenir les paramètres spectraux suivants (les labels G et D désignant les bandes G et D, respectivement): les positions au pic ω_D et ω_G , le rapport des intensités au pic I_D/I_G et les largeurs à mi-hauteur FWHM-D et FWHM-G (Figure 2.7).
- La deuxième méthode appliquée aux spectres Raman est une Analyse en Composantes Principales (ACP). Cette analyse statistique multivariée permet de rendre compte de l'ensemble de la variation spectrale, et de l'exprimer avec un nombre réduit de paramètres en réduisant la dimensionnalité du jeu de données

initial. Elle a été appliquée avec succès à un ensemble de spectres de matière carbonée issue de chondrites métamorphisées (Quirico *et al.*, 2009). L'ACP a été utilisée ici pour sélectionner les traceurs spectraux issus de l'ajustement LBWF les plus appropriés pour rendre compte de la variation du signal spectral, à savoir FWHM-G, ω_G et I_D/I_G .

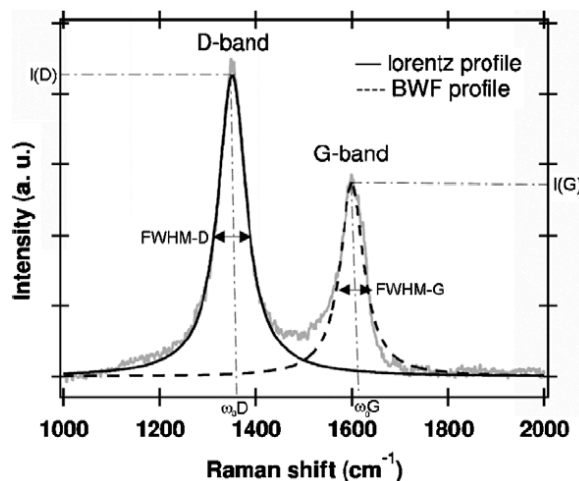


Figure 2.7. Spectre Raman de la matière carbonée et ses paramètres spectraux : la position des bandes (ω_D , ω_G), la largeur à mi-hauteur des bandes (FWHM-D, -G – Full Width at Half Maximum), les intensités des bandes (I_D , I_G) (Bonal *et al.*, 2006a).

2.3. Microscopies électroniques analytiques

Les microscopes électroniques utilisent un faisceau d'électrons pour “illuminer” l'échantillon, avec des énergies de quelques dizaines de keV (MEB) ou de quelques centaines de keV (MET). De par la petite longueur d'onde associée aux électrons, la résolution est bien meilleure que celle d'un microscope optique. Le faisceau d'électrons qui balaye ou traverse l'échantillon, interagit avec les atomes constituant l'échantillon. Ces interactions produisent différents signaux (en particulier des rayons X) qui sont ensuite analysés car ils contiennent la signature de l'atome ayant interagi avec les électrons incidents.

2.3.1. Microscope électronique à balayage

La microscopie électronique à balayage (MEB) est une technique standard qui permet une visualisation rapide de l'échantillon. Un faisceau d'électrons primaires balaye la surface observée, pénètre dans l'échantillon et interagit avec la matière, plus particulièrement avec les électrons des atomes du matériau. Ces interactions conduisent aux émissions suivantes (Figure 2.8):

- Une émission **électronique secondaire**, de faible énergie (typiquement de l'ordre de 10 eV) : celle-ci résulte de l'éjection d'électrons arrachés aux atomes par ionisation.
- Une émission **électronique rétrodiffusée**, constituée d'électrons primaires qui, après avoir subi un certain nombre de chocs élastiques avec les noyaux atomiques et inélastiques avec les électrons orbitaux, ressortent de l'échantillon, avec une énergie plus ou moins proche de l'énergie incidente en fonction de la masse moyenne des atomes avec lesquels ils ont interagi.

- Une émission d'**électrons Auger**, caractéristique d'un atome excité qui éjecte un électron peu lié pour retourner sur son état fondamental.
- Une émission d'un rayonnement électromagnétique situé dans le visible ou proche du visible, phénomène appelé **cathodoluminescence**, dans le cas de phases isolantes ou semi-conductrices.
- Une émission de **photons X** : sous l'action du faisceau incident, des électrons des atomes de la cible passent sur des niveaux d'énergie plus élevée. La désexcitation de l'atome (retour des électrons sur leurs niveaux d'origine) entraîne l'émission d'un photon X (cf. section 2.2.3 pour plus d'informations).

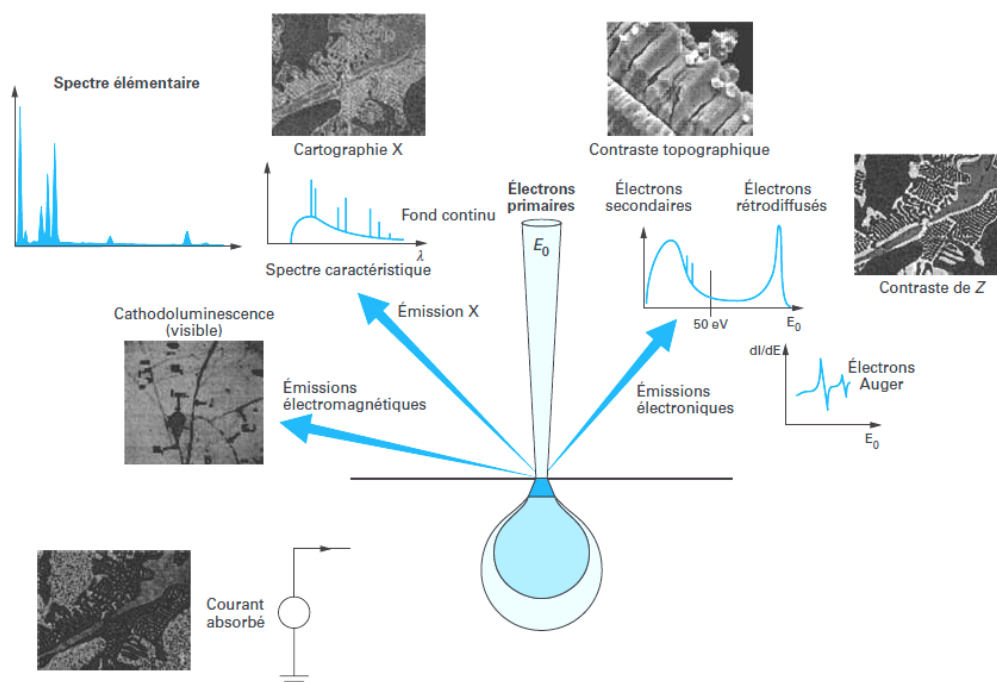


Figure 2.8. Principales émissions électroniques et électromagnétiques dues aux interactions d'un faisceau d'électrons avec un échantillon.

La résolution spatiale est différente pour les électrons secondaires, rétrodiffusés et pour les photons X. Elle est en général limitée par les aberrations, mais est aussi liée à la dimension de la zone d'où provient le signal. Les électrons secondaires proviennent d'une zone d'émission superficielle (quelque nm^3) et donc la résolution spatiale est limitée par la taille de la sonde incidente (3 à 5 nm). La résolution spatiale diminue quand on passe aux électrons rétrodiffusés qui proviennent d'une zone plus profonde (10^4 à 10^6 nm^3) et diminue encore pour les photons X (de l'ordre du μm^3).

Le microscope électronique à balayage a été utilisé pour enregistrer des images (en électrons secondaires et rétrodiffusés) et pour caractériser la composition globale (qualitative) des micrométéorites par spectroscopie X. Dans cette étude, nous avons utilisé les microscopes électroniques des services d'analyse de la Plateforme Analytique IDES (bât. 504, CAMPUS Orsay l'Université Paris XI), et de la Centrale de Technologie Universitaire IEF/Minerve (Orsay).

2.3.2. Microscope électronique en transmission

Les observations MET ont été réalisées en utilisant trois microscopes : deux Tecnai G2-20 (filament LaB₆) à l'Université de Lille (UMET) et au CSNSM Orsay, et un Jeol 2011 à l'Université Paris VI Jussieu.

Dans le microscope électronique en transmission, un échantillon en forme de lame ultramince (typiquement 50-100 nm) est traversé par des électrons d'énergie de l'ordre de 200 keV dans cette étude. Les interactions entre les électrons et l'échantillon produisent une image dont la résolution peut atteindre quelques Angströms. L'image ne provient pas seulement d'un contraste d'absorption mais surtout d'un contraste de diffraction (pour les échantillons cristallins). En effet, lors de la traversée d'un échantillon cristallin les électrons peuvent se trouver en condition de diffraction (loi de Bragg*). Les électrons concernés sont ainsi déviés de leur trajectoire initiale, ceci en plusieurs faisceaux diffractés. L'image est alors formée de façon sélective grâce aux électrons transmis ou diffractés (*cf.* paragraphe suivant). Cette image est projetée, grâce à des lentilles électromagnétiques, sur un écran fluorescent, une plaque photo ou un scintillateur couplé à une camera CCD.

Dans le cas d'un échantillon mince, des électrons incidents traversent l'échantillon et subissent, avec l'échantillon, des *interactions élastiques*. Dans ce cas les électrons interagissent essentiellement avec le noyau des atomes, ce qui entraîne une diffusion élastique, c'est-à-dire une déviation de l'angle du faisceau d'électrons sans perte d'énergie. Lors d'une *interaction inélastique*, l'électron interagit avec le nuage électronique des atomes du solide et perd une certaine quantité d'énergie transmise aux atomes qui se trouvent donc momentanément dans un état excité. Pour le faisceau d'électrons, cela se traduit par une déviation de faible angle, connue sous le nom de diffusion inélastique.

Dans les paragraphes qui suivent, nous allons détailler les modes d'imagerie (l'imagerie conventionnelle, la diffraction électronique, le mode STEM) et la microanalyse X.

❖ *Le mode imagerie*

• *Imagerie conventionnelle*

Un canon à électron permet de produire un faisceau. Ce faisceau passe alors par une série de lentilles condenseurs, dont le rôle est de pouvoir régler la taille et l'angle d'incidence du faisceau. Ce dernier atteint alors l'échantillon, dont une première image est produite par la lentille objectif. Cette lentille est très importante car de sa qualité dépend la résolution de l'image. Son grandissement est faible ($\sim \times 10$), ce rôle étant dévolu aux lentilles de projection (Figure 2.9, a). L'écran est placé dans le plan d'observation. Un diaphragme objectif est placé dans le plan focal, de manière à sélectionner soit le faisceau transmis ou soit un des faisceaux diffractés. Dans le cas de la sélection du faisceau transmis, ce sont uniquement les électrons non-diffractés qui formeront l'image sur l'écran. Les zones de l'échantillon diffractant fortement le faisceau apparaissent alors en sombre. Le contraste de l'image est donc ici un contraste de diffraction. En l'absence de fortes conditions de diffraction, une grande partie du faisceau est transmis et l'image apparaît claire, d'où le nom : champ clair (en anglais : *bright field* – BF) (Figure 2.10, a). Il existe aussi un mode champ clair sans diaphragme. Dans ce cas, tous les faisceaux transmis et diffractés sont utilisés pour former l'image. Le contraste

* $2d_{hkl}\sin\theta_B = n\lambda$; d_{hkl} – distance interréticulaire, θ_B – angle de diffraction en condition de Bragg, et λ – longueur d'onde des électrons incidents.

dépend alors du numéro atomique des constituants de l'échantillon et de l'épaisseur de l'échantillon. En effet, les électrons traversant l'échantillon peuvent subir des chocs élastiques et être déviés. Ils ne sont alors pas détectés. La probabilité de subir un choc élastique augmente avec le numéro atomique (Z) des constituants de l'échantillon et l'épaisseur de l'échantillon. Les éléments lourds apparaissent donc plus sombres et les éléments légers plus clairs. De même, les zones de l'échantillon les plus épaisses apparaissent plus sombres et les zones plus fines plus claires. Ce mode d'imagerie offre un moins bon contraste que le mode champ clair avec diaphragme d'objectif.

Si un faisceau diffracté est sélectionné par le diaphragme dans le plan focal du microscope (le faisceau est ramené sur l'axe optique en inclinant le faisceau incident), on obtient une image dite en champ sombre (en anglais : *dark field* – DF) où seules les régions de l'échantillon possédant des plans cristallographiques en condition de diffraction sont claires (Figure 2.10, b-c). Ce mode d'imagerie en champ sombre permet d'observer par exemple des défauts cristallins comme une dislocation puisqu'elle distord localement la maille du cristal et donc modifie localement des conditions de diffraction.

- *Imagerie haute résolution*

Le mode haute résolution (contraste d'interférences) permet d'observer l'image dite de structure qui, selon la résolution du microscope, révèle des colonnes ou des petits ensembles de colonnes atomiques (Figure 2.11). Dans cette approche, les défauts cristallins peuvent être observés et leurs caractéristiques déterminées.

❖ *Le mode diffraction*

Les électrons du faisceau primaire, une fois qu'ils traversent un échantillon cristallin, sont diffractés par les plans atomiques du cristal suivant la loi de Bragg. Les rayons diffractés parallèles entre eux sortent de l'objet avec un angle de $2\theta_B^*$ par rapport à l'axe optique et forment un diagramme de diffraction dans le plan focal de la lentille objectif. La diffraction par sélection d'aire (en anglais : *Selected Area Electron Diffraction* – SAED) a été le mode employé dans cette étude. Ce type de diagramme est obtenu en introduisant un diaphragme de sélection d'aire dans le plan d'une image intermédiaire (le premier plan image de la lentille objectif) afin de sélectionner une zone de l'échantillon (Figure 2.9, b). Le faisceau qui éclaire la zone sélectionnée est parallèle et ainsi le cliché de diffraction est un cliché de points dans le plan focal de la lentille objectif (plan de la diffraction).

❖ *Le mode STEM*

Dans le cas de l'imagerie conventionnelle en MET, l'échantillon est illuminé par un faisceau large, très souvent parallèle, qui n'est pas le cas en mode STEM (en anglais : *Scanning Transmission Electron Microscopy*). En mode STEM on balaye l'échantillon par un faisceau focalisé, et on mesure les signaux d'intérêt en chaque point de ce balayage. Cette technique peut être comparée à celle utilisée en microscopie électronique à balayage. L'image est formée de façon séquentielle, en attribuant à chaque point du balayage l'intensité du signal mesuré. Toutefois en STEM le volume d'interaction est beaucoup plus faible, étant donné que l'échantillon est mince. Une deuxième grosse différence est la nature des détecteurs. En

* θ_B – angle de Bragg associé à chacun des plans réticulaire de l'objet.

STEM, il s'agit d'un détecteur annulaire, permettant une imagerie en champ clair et en champ sombre). Ce mode est bien adapté à l'analyse chimique car il permet l'utilisation d'une petite taille de sonde (typiquement entre 5 et 10 nm de diamètre) tout en ayant une image de l'objet, ce qui permet de sélectionner facilement les régions de l'échantillon à analyser ou à cartographier chimiquement.

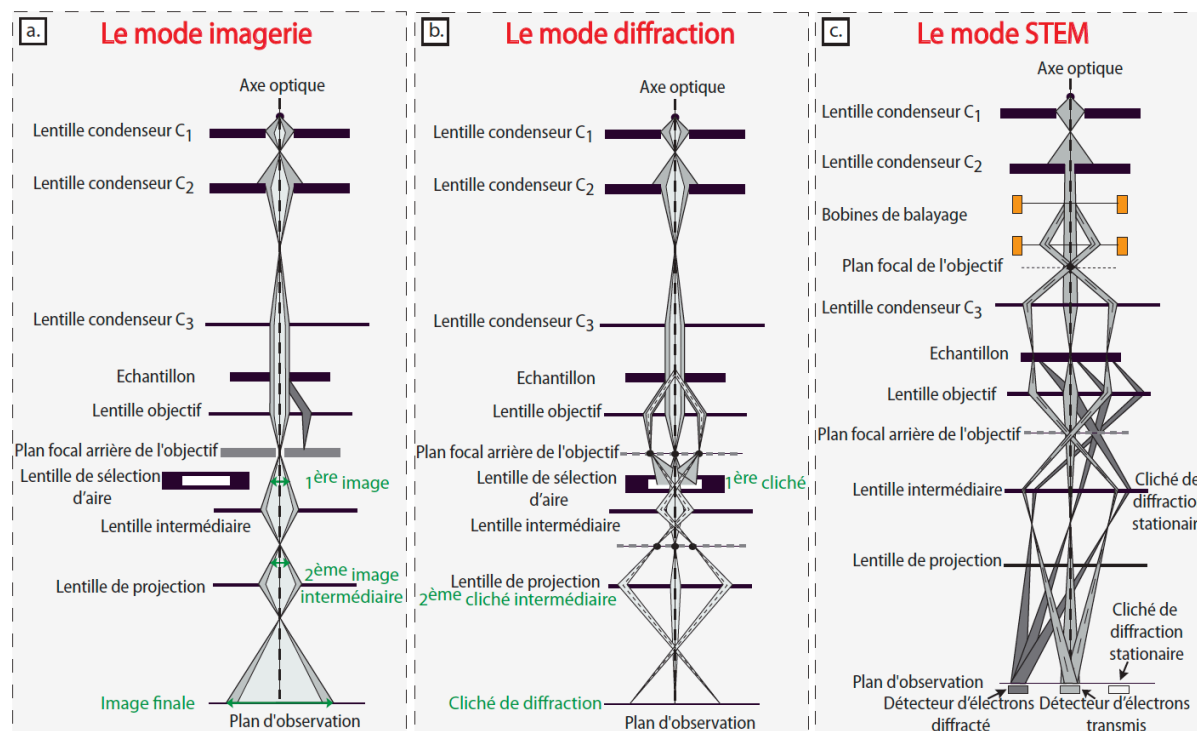


Figure 2.9. Schémas de principes d'un microscope électronique en transmission pour les trois principaux modes de fonctionnement : a) le mode imagerie, b) le mode diffraction c) le mode STEM – pour Scanning Transmission Electron Microscope.

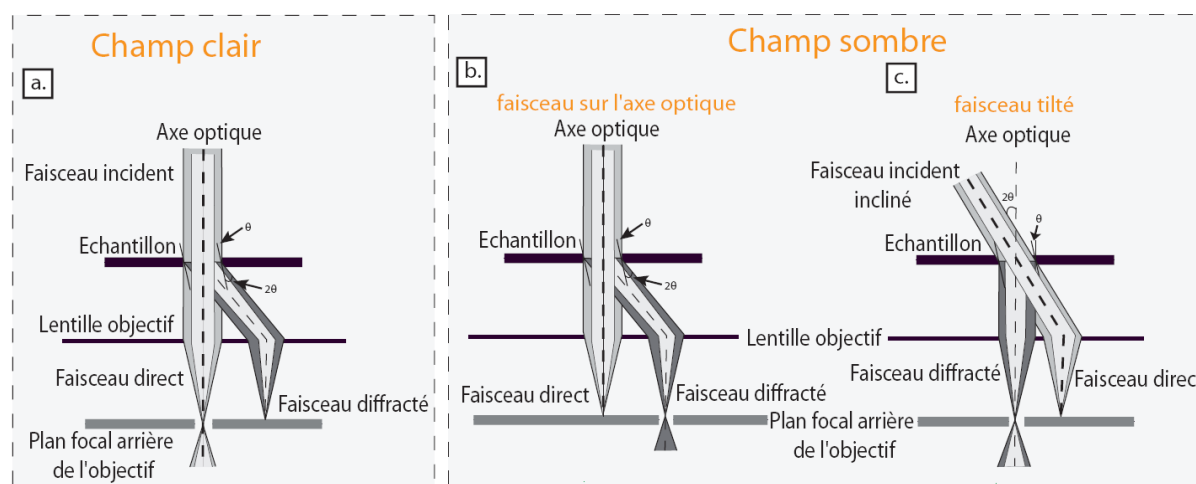


Figure 2.10. Schémas de principe d'un microscope électronique en transmission pour le mode d'imagerie conventionnelle en champ clair (a) et champ sombre (b).

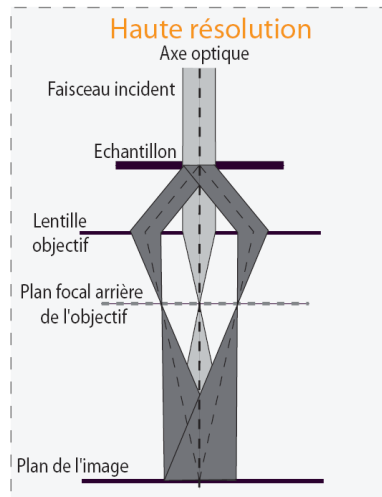


Figure 2.11. Schéma du principe de la microscopie électronique en transmission en mode d'imagerie haute résolution.

❖ Longueur de caméra et constante du microscope

La taille réelle du diagramme de diffraction dans le plan focal de la lentille objectif est de quelques dizaines de micromètres. Sur l'écran fluorescent, on peut observer l'image de ce diaphragme agrandi par le système des lentilles du microscope. Le grandissement total du microscope, au niveau de l'écran, est défini, en ce qui concerne les diagrammes de diffraction, par le paramètre L , dit longueur de caméra. En augmentant le grandissement des lentilles, on accroît la distance effective L entre l'échantillon et l'écran fluorescent (Figure 2.12).

La distance D_{hkl} entre la tache hkl de diffraction sur l'écran fluorescent ou le plan-film et celle du faisceau transmis est reliée à l'angle de Bragg (θ_B) et à la longueur de caméra (L) par la relation :

$$\frac{D_{hkl}}{L} = \tan 2\theta_B \approx 2\theta_B$$

D'après l'équation de Bragg, on peut ainsi écrire : $D_{hkl} d_{hkl} = \lambda L = C$

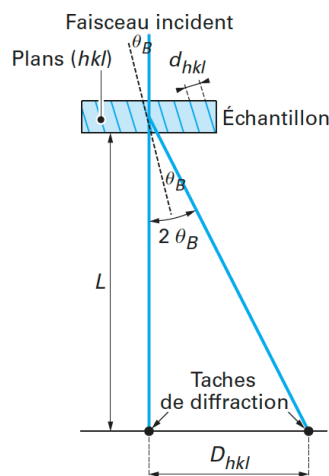


Figure 2.12. Relation entre la distance D_{hkl} , l'angle de Bragg correspondant aux plans (hkl) , le faisceau transmis et la longueur de caméra L .

Le terme $\lambda L = C$ ne dépend que des conditions expérimentales. Il est souvent appelé constante de diffraction. Pour pouvoir déterminer les distances interréticulaires à partir des clichés de diffraction, il faut toujours calibrer la longueur de caméra L , car ses valeurs réelles peuvent être très différentes des valeurs nominales données par le constructeur du microscope. Pour la calibration on utilise un échantillon avec une distance interréticulaire d_{hkl} connue. Au CSNSM $L = 1050$ mm. A Lille, $L = 1200$ mm. A Jussieu $L = 400$ mm.

2.3.3. Microanalyse X

La microanalyse X permet une analyse élémentaire par détection des raies caractéristiques X des éléments. Au MEB ou à la microsonde électronique, le volume analysé sera de l'ordre du μm^3 alors qu'au MET, l'utilisation d'échantillons ultraminces permet d'accéder en routine à des résolutions de l'ordre de $10^{-5} \mu\text{m}^3$.

Elle se pratique sur trois types d'appareils:

- La **microsonde électronique**, ou microsonde de Castaing avec un *spectromètre à dispersion de longueur d'onde* (en anglais : *Wavelength Dispersive X-Ray Spectroscopy* – WDS).
- Le **microscope électronique à balayage**, avec un *spectromètre à dispersion d'énergie* (en anglais : *Energy-Dispersive X-ray Spectroscopy* – EDS) et parfois en WDS.
- Le **microscope électronique en transmission**, en EDS exclusivement.

Les deux *types de spectromètres* WDS et EDS ont été utilisés dans cette étude:

- *WDS* – L'identification des radiations caractéristiques émises d'une cible est obtenue en utilisant les propriétés de diffraction sélective des rayons X par les cristaux. La dispersion du spectre X (monochromatisation) est effectuée par un spectromètre qui a comme rôle de transformer le rayonnement polychromatique issu de la cible en un faisceau monochromatique et de le focaliser sur la fente d'entrée d'un compteur. Ce type de spectromètre est en général équipé de plusieurs cristaux, naturels ou synthétiques, automatiquement interchangeables, et ayant chacun un domaine d'utilisation. Les énergies analysables avec un tel dispositif sont situées entre 10 keV (énergie du pic Zn $K\alpha$ par exemple) et 100 eV (énergie du Be $K\alpha$). Tout au long de son trajet dans l'enceinte du spectromètre le cristal monochromateur présente un angle θ_B différent au rayonnement polychromatique issu de la source. Ce dernier est dispersé en composantes monochromatiques de longueur d'onde λ selon la loi de Bragg.
- *EDS* – Cette technique de spectrométrie des rayons X utilise un détecteur solide (diode semi-conductrice) couplé à une chaîne de traitement du signal et à un ordinateur. Lorsqu'un photon X pénètre dans la diode, il subit une absorption photoélectrique avec émission d'un photoélectron, puis d'une succession d'électrons Auger, la somme totale des énergies cinétiques de ces électrons étant égale à l'énergie du photon incident. Cette énergie cinétique est dissipée par création de paires électron-trou, dont le nombre moyen est directement proportionnel à l'énergie du photon incident et à l'énergie moyenne de création de paires. Une charge électrique est libérée vers les bornes de la diode et forme une impulsion électrique qui permet de remonter au nombre de paires électrons-trous créées et donc à l'énergie du photon X incident. Ces photons sont ensuite classés selon leurs énergies pour construire un spectre en énergie.

La **microsonde électronique** consiste à bombarder un échantillon avec un faisceau incident d'électrons et à analyser le spectre des rayons X caractéristiques émis par l'échantillon pour connaître la composition élémentaire d'un matériau. Cette technique utilise la spectrométrie des rayons X WDS décrite ci-dessus. Elle présente les limitations et contrainte suivantes :

- il est difficile de quantifier les éléments légers ou en traces
- la surface des échantillons doit être parfaitement plane, les reliefs empêchant les rayons X d'arriver jusqu'au détecteur
- le faisceau d'électrons excite quelques μm^3 de matière; on analyse donc sur une profondeur de quelques μm , avec une résolution latérale d'environ $3\mu\text{m}$. Les cartographies chimiques ont donc une résolution spatiale inférieure aux images en électrons secondaires.

La microsonde électronique reste un des seuls instruments capable d'effectuer des quantifications avec une grande précision sur une large plage d'éléments (du béryllium à l'uranium) et de compositions (quelques ppm à 100%). Dans les conditions usuelles d'utilisation (typiquement des faisceaux de 15 keV^* et 10 à 40 nA , pour les éléments majeurs ou mineurs) la microanalyse X est non destructive pour la plupart des minéraux et verres. Moins contraignante que les appareils fonctionnant sous ultravide, la microsonde électronique autorise des changements fréquents d'échantillon avec des durées de remise sous vide très brèves. Dans cette étude, nous avons utilisé la microsonde électronique Cameca SX100 du service d'analyse CAMPARIS de l'Université Paris VI, Jussieu. Nous avons typiquement travaillé à 15 kV avec un courant de 10 nA .

2.3.3.1. Analyse quantitative et calculs de correction

En microanalyse X (WDS) par microsonde électronique, les paramètres liés à la détection du rayonnement X ne sont pas connus avec suffisamment de précision, à cause de certains termes liés à l'émission X. On les élimine en utilisant des échantillons de composition connue (témoin de référence). On mesure l'intensité maximale de la raie analysée sur l'échantillon et sur le témoin, et on calcule le rapport des intensités mesurées (le "k-ratio" ou la "concentration apparente").

En EDS, les paramètres de détection sont supposés être mieux connus et on peut, en première approximation, quantifier directement (analyse "sans témoin"). On peut également faire appel à des spectres de référence, préalablement enregistrés. Cependant, pour une précision maximale, il est conseillé de se référer à de véritables témoins de référence pour chaque analyse.

La quantification des analyses EDS peut être obtenue en utilisant la procédure de Cliff-Lorimer. L'intérêt de cette méthode est qu'elle ne nécessite pas de témoins lors de l'analyse. Localement, le rapport des concentrations des éléments A et B (B étant l'élément de référence choisi en fonction de la nature des échantillons analysés) peut s'exprimer en fonction du rapport des intensités mesurées :

* 15 keV - c'est l'énergie nécessaire pour exciter le niveau $K\alpha$ du nickel. Tous les autres éléments majeurs présents dans les échantillons extraterrestres ont des énergies d'excitations inférieures à celle du nickel.

$$\frac{C_A}{C_B} = k_{AB} \frac{I_A^{ech}}{I_B^{ech}} \frac{f(\chi_B)}{f(\chi_A)} \left[1 + \frac{I_f^A}{I_A} \right]$$

où k_{AB} est le coefficient de Cliff-Lorimer, qui est indépendant de la composition chimique et dépend des éléments A et B et de la tension d'accélération, $f(\chi)$ la correction d'absorption et I_f la correction de fluorescence. Ces deux dernières corrections ne sont nécessaires qu'en cas de fortes absorptions ou de lames épaisses. Dans le cas d'échantillons très minces (inférieur à 50 nm) les effets d'absorption et de fluorescence sont ignorés. Le facteur de sensibilité des différents éléments doit alors être déterminé par des échantillons standards si on veut une valeur précise.

2.3.3.2. Cartographies spectrales et hyperspectrales

En cartographie X traditionnelle, on balaye point par point la plage choisie avec le faisceau d'électrons et les signaux X sont enregistrés en chaque point dans des régions d'intérêts en énergie préalablement définies pour chaque élément dans le spectre EDS.

Au MET, on peut en chaque point de balayage acquérir un spectre EDS, créant ainsi des images hyperspectrales d'où l'on peut ensuite extraire pour chaque pixel un spectre X complet en énergie. Les images et les spectres EDS une fois enregistrées sont traitées avec plusieurs logiciels comme DigitalMicrographTM, ES Vision et ImageJ. Avec le dernier on a réalisé la superposition des images chimiques et la coloration en rouge vert bleu – RVB des hétérogénéités.

2.4. Sonde Ionique (NanoSIMS)

Les mesures isotopiques ont été effectuées avec la sonde ionique NanoSIMS-50 (SIMS – en anglais : *Secondary Ion Mass Spectrometry*) du Laboratoire de Minéralogie & Cosmochimie du Muséum (LMCM – Muséum National d'Histoire Naturelle - MNHN, Paris) (cf. Chapitre 5). Cet appareil a été conçu dans les années '80 par G. Slodzian (Slodzian *et al.*, 1992) et il est fabriqué par CAMECA sous la licence UPS-ONERA. Il est utilisé aujourd'hui dans divers domaines scientifiques (géologie, science de l'espace, des matériaux, biologie, pharmacologie, microbiologie environnementale). La NanoSIMS-50 permet d'analyser des zones ou des volumes extrêmement petits tout en conservant une sensibilité extrêmement élevée.

En utilisant cette technique on génère avec un faisceau primaire d'ions de Cs^{+*} une cascade de collisions conduisant à la pulvérisation de la cible sous forme d'ions secondaires (Figure 2.13). Ce sont ces particules chargées qui sont filtrées en énergie et en masse pour accéder à la composition de l'échantillon. Le bombardement est réalisé sur une surface donnée, dans notre étude elles varient entre 10×10 et $50 \times 50 \mu\text{m}^2$. La sonde est focalisée et correspond à un courant ionique instantané de 10 et 30 pA. Ces valeurs sont choisies pour obtenir un taux optimal de comptage qui ne doit pas excéder $500\,000 \text{ coups.s}^{-1}$.

*La résolution latérale est meilleure si on utilise un faisceau primaire de Cs^+ (~50 nm) plutôt qu'un faisceau de O_2^+ ou O^- (~150 nm).

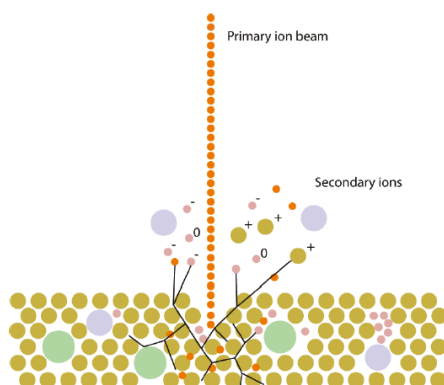


Figure 2.13. Faisceau primaire d'ions qui interagit avec le matériau et pulvérise la partie superficielle de l'échantillon (quelque nm) et produit des ions secondaires.

Une fois les ions secondaires formés et accélérés, ils sont triés dans deux types de secteurs :

- Electrostatique – trie les ions secondaires en fonction de leur énergie cinétique, indépendamment de leur masse (Figure 2.14)
- Magnétique – un champ magnétique variable qui se trouve perpendiculaire au faisceau d'ions secondaires trie les ions en fonction de leur rapport masse/charge (m/z) (Figure 2.14)

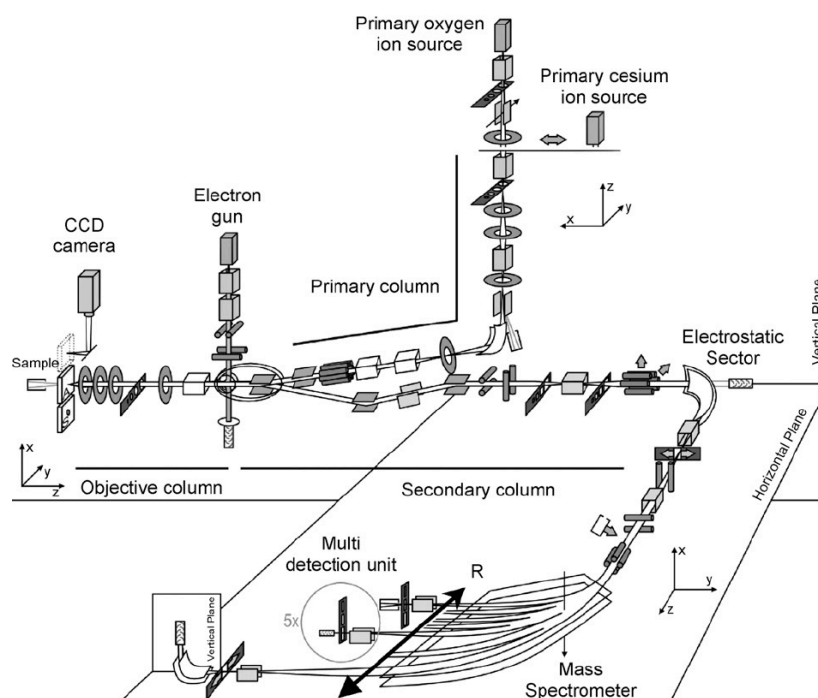


Figure 2.14. Schéma du principe NanoSIMS. (<http://presolar.wustl.edu/nanosims/schematic.html>). Les principaux composants : la source d'ions primaires dans la colonne primaire ; l'échantillon et le canon à électrons dans la colonne objectif ; la colonne secondaire et les deux secteurs : magnétique et électrostatique.

Les ions qui ont le même rapport m/z sont guidés dans un spectromètre de masse soit dans une cage de Faraday pour la mesure du courant total d'ions, soit vers un écran pour visualiser les images. Le système dans son ensemble est maintenu constamment sous un vide poussé (10^{-9} Torr).

Le NanoSIMS utilise un système optique coaxial du canon à ions primaires et secondaires ce qui conduit à une diminution de la distance de travail entre l'échantillon et les lentilles d'extraction (Figure 2.15). Cette distance étant faible, elle garantit une taille de spot

très fine pour un courant du faisceau donné et une collecte plus efficace. Cette géométrie coaxiale diminue les effets d'ombre et de topographie.

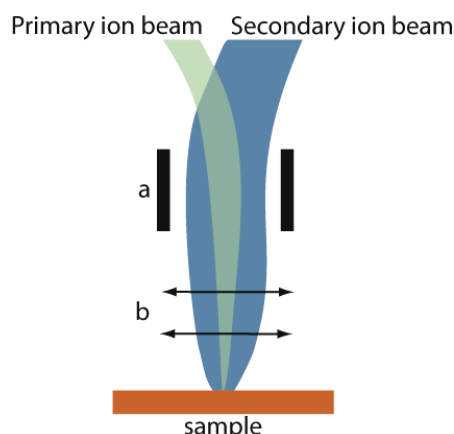


Figure 2.15. Système coaxial de la NanoSIMS. (a) les déflecteurs, (b) lentilles d'extraction.

Pour les mesures de compositions isotopiques dans les UCAMMs (Chapitre 5), la résolution spatiale des mesures était de 100-200 nm et la résolution en masse à $M/\Delta M^* \sim 3500$ (~ 9000 pour le carbone et oxygène). Les données ont été traitées à l'aide du logiciel L'Image® (Larry R. Nittler, Carnegie Institution of Washington) par J. Duprat. La durée d'acquisition des cartes isotopiques a varié de 1 à 7 heures. Les compositions isotopiques sont présentées comme des rapports (D/H), ou comme valeurs delta (δD , $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$) représentant un écart aux valeurs terrestres en pour mille (‰). Les valeurs delta (δ) :

$$\delta D = [((D/H)_{\text{échantillon}} / (D/H)_{\text{SMOW}}) - 1] \times 1000$$

$$\delta^{17}O = [((^{17}O/^{16}O)_{\text{échantillon}} / (^{17}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}) - 1] \times 1000$$

$$\delta^{18}O = [((^{18}O/^{16}O)_{\text{échantillon}} / (^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}) - 1] \times 1000$$

Les rapports SMOW en $^{18}O/^{16}O$ et en $^{17}O/^{16}O$ sont de $2,0052 \times 10^{-3}$ et $3,8288 \times 10^{-4}$, respectivement (Baertschi, 1976 ; Fahey *et al.*, 1987) et de $D/H = 155,76 \times 10^{-6}$.

* ΔM est l'écart entre les centres des pics de masse

CHAPITRE 3. UNE ORIGINE COMÉTAIRE POUR LES MICROMÉTÉORITES CHONDRITIQUES ?

3. UNE ORIGINE COMETAIRE POUR LES MICROMETEORITES CHONDRITIQUES?	59
3.1. Introduction.....	60
3.2. Echantillons.....	61
3.2.1. Micrométéorites Antarctiques (MMAs).....	61
3.2.2. Echantillons Stardust (comète 81P/Wild 2)	66
3.3. Compositions globales	67
3.4. Propriétés minéralogiques	68
3.4.1. Minéraux réfractaires et chondres	68
3.4.2. Silicates	70
3.4.3. Sulfures de Fe-Ni	72
3.4.4. Silicates hydratés	73
3.4.5. Carbonates	74
3.5. Compositions isotopiques	74
3.5.1. Composition isotopique de l'hydrogène	74
3.5.2. Composition isotopique de l'oxygène	75
3.6. Connexion entre les micrométéorites et les échantillons de la comète Wild 2	76
3.7. Un échantillonnage non biaisé de la matière interplanétaire primitive ?	79
3.8. Conclusions	80

3. Une origine cométaire pour les micrométéorites chondritiques?

*Comets : "Man will some day be able to
understand their nature and paths in the heavens"
Seneca*

Une grande partie des résultats de ce chapitre ont été publiés dans Dobrică E., et al. (2009) *Connection between micrometeorites and Wild 2 particles: from Antarctic snow to cometary ices*. *Meteoritics & Planetary Science* **44**, 1643-1661. Cette partie concerne seulement les micrométéorites chondritiques et non pas les particules ultracarbonées qui sont décrites dans le Chapitre 5.

3.1. Introduction

Les comètes* ont toujours été attendues avec fascination et peur. Elles ont longtemps été considérées comme les précurseurs des malheurs comme la guerre, la peste et la mort. Leur histoire commence par le débat qui concerne leur origine. Les comètes sont soit considérées comme des corps célestes (le monde supralunaire), soit comme des phénomènes atmosphériques (le monde sublunaire). La nature céleste des comètes a été acceptée à la fin du XVII^{ème} siècle après de nombreuses observations (Fernandez, 2005). L'étude des comètes se renouvelle en 1864, par des mesures spectroscopiques réalisées par Giovanni Battista Donati. Il décrit le premier spectre d'une comète comme étant similaire à celui des métaux (Heidarzadeh, 2008). Plus tard dans les années cinquante le débat a évolué mais n'a pas été tranché. La controverse se trouve maintenant entre l'origine principalement interstellaire ou solaire des comètes.

Les connaissances sur les comètes, notamment celles de leurs noyaux, ont progressé après le rendez-vous des comètes avec les navettes spatiales. L'exploration spatiale des comètes commence en 1982 avec la mission ICE (en anglais : *International Cometary Explorer*) qui a été à l'origine connue sous le nom ISEE-3 (en anglais : *International Sun/Earth Explorer-3*). ICE a été le premier satellite qui, en septembre 1985, a traversé la queue de la comète 21P/Giacobini-Zinner. La même année a eu lieu le lancement de la sonde européenne Giotto vers la comète 1P/Halley. L'exploration spatiale des comètes continue par deux missions japonaises (Sakigake et Suisei), soviétiques (Vega 1 et 2) et américaines (Deep Space 1 – lancée en 2001 et Deep Impact – lancée en 2005). En 1999 a été lancée la sonde américaine Stardust, qui a collecté et a rapporté sur Terre en Janvier 2006 des échantillons provenant de la comète 81P/Wild 2. Avant le retour des premiers échantillons cométaires en 2006, les comètes étaient universellement décrites comme les matériaux les plus primitifs du système solaire, riches en poussières interstellaires (Brownlee, 2005). Les informations sur les propriétés des volatils et des poussières cométaires, avant l'observation de particules de la comète Wild 2, venaient d'observations spectroscopiques, de mesures *in situ* des sondes

*Le mot comète vient du mot grec *kometes* qui signifie étoile *chevelue*, qui est une allusion à leur principale caractéristique, une queue de vapeur d'eau et de poussières (et une queue ionique positionnée dans la direction antisolaire).

spatiales, et d'analyses des particules interplanétaires dont on présume l'origine cométaire (e.g. Bockelée-Morvan *et al.*, 2004 ; Feldman *et al.*, 2004 ; Festou *et al.*, 2004 ; Hanner and Bradley, 2004 ; Keller *et al.*, 2004a ; Bradley, 2005 ; Crovisier, 2006 ; Lisse *et al.*, 2006 ; Okada *et al.*, 2006 ; A'Hearn, 2008 ; Disanti and Mumma, 2008 ; Wooden, 2008). Les comètes sont décrites comme des matériaux reliques formés dans les régions externes du système solaire. Elles se distinguent des astéroïdes en raison de la présence d'une activité cométaire: la formation de la chevelure (coma) et les queues. Avant 2005, la meilleure compréhension que nous avons du noyau d'une comète était obtenue en étudiant la matière émise dans la queue. La compréhension de ces corps primitifs du système solaire suppose que l'information obtenue à partir de la queue pouvait être extrapolée à la surface et aux régions sous la surface du noyau. Il y a maintenant plus de preuves que les comètes évoluent avec leur désintégration progressive. Des processus physico-chimique modifient le noyau cométaire qui induit le vieillissement des comètes, ce qui implique que les comètes ont une durée de vie limitée (Meech and Svoren, 2004).

En Janvier 2006, la sonde Stardust est retournée sur Terre après une mission de 7 ans, rapportant des milliers de particules solides ($< 30 \mu\text{m}$) de la comète Wild 2 (Brownlee *et al.*, 2006). Wild 2 est une comète qui a une orbite de relativement courte période (6,4 - 6,9 ans Weaver, 2004), qui fait partie de la famille de Jupiter (JFC – *Jupiter Family Comet*) formée dans les régions de la ceinture de Kuiper. Wild 2 a été perturbée en 1974 par Jupiter et transférée dans son orbite actuelle. Grâce aux résultats de l'examen des échantillons de Wild 2, il est maintenant possible d'explorer les liens entre les micrométéorites, les comètes et les astéroïdes. Ce chapitre est consacré à la comparaison chimique, minéralogique et isotopique des micrométéorites antarctiques et des échantillons de la comète Wild 2, et aux implications des résultats obtenus.

3.2. Echantillons

3.2.1. Micrométéorites Antarctiques (MMAs)

Dans ce chapitre, nous discutons les résultats obtenus à partir des micrométéorites collectées dans la glace à Cap Prudhomme (Maurette *et al.*, 1991) et de micrométéorites CONCORDIA issues de la neige (Duprat *et al.*, 2007). Les détails de la méthode de collecte des micrométéorites à Cap Prudhomme sont décrits dans Maurette *et al.* (1991), Kurat *et al.* (1994), Engrand *et al.* (1998) et Duprat *et al.* (2007) et le mode de collecte des micrométéorites de Dôme C est décrit dans le Chapitre 1. Pendant ma thèse, j'ai observé et classifié les MMAs de six filtres provenant de Dôme C avec l'aide ponctuelle de stagiaires de L3-M1. Les échantillons trouvés sur chaque filtre représentent les particules piégées dans la neige entre les années 1955 et 1970 (Duprat *et al.*, 2010). Dans le meilleur des cas, correspondant à quelques journées de collecte à Dôme C (23-25/01/2006, pour un volume de 3 m^3 de neige, filtre 9), nous avons identifié 411 particules extraterrestres parmi 515 grains (soit 80% de poussières extraterrestres) (*cf.* Tableau 3.1 pour les données sur les autres filtres). L'identification des particules extraterrestres a été réalisée sur des caractéristiques texturales et sur leurs compositions chimiques globales déterminées à l'aide de la microscopie électronique à balayage, équipée d'un détecteur de rayons X (*cf.* Chapitre 2).

Si on suppose une densité moyenne de $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$ pour les micrométéorites non-fondues et de 3 g.cm^{-3} pour les sphérules cosmiques, et en utilisant une approximation d'ellipsoïde, la

masse totale de matière extraterrestre contenue dans ce volume de 3 m³ est approximativement de ~ 330 µg (cf. Tableau 3.1).

Date collecte (janvier 2006)	Filtre	Volume de neige (m ³)	T	ET**	FgF	FgC	UCAMM	Xtal	Sc	CS	Masse (µg)	Taille moyenne (µm)
14-16	Filtre 4	2	33	49	12	17	4	7	9	42	50	38
16-17	Filtre 5	1	27	64	26	14	1	6	17	50	52	37
19-20	Filtre 7	2	78	104	33	33	2	5	31	84	172	45
21-23	Filtre 8*	3	19	29	8	6	1	2	12	121	183	54
23-25	Filtre 9	3	119	294	29	81	3	35	146	116	330	54
26-27	Filtre 10	2	51	36	7	15	0	3	11	31	45	35
Total		14	312	576	115	166	11	58	226	444	832	-

Tableau 3.1. Caractéristiques des filtres examinés lors de ma thèse. Volume de neige fondu et filtré à Dôme C en janvier 2006; nombre des particules terrestres (T) et extraterrestres (ET - % hors CSs) trouvées et caractérisées ce volume de neige. Classification des particules extraterrestres (cf. Chapitre 1, d'après Genge et al. 2008) : FgF – à grain fin poreuse, FgC – à grain fin compact, UCAMM – ultracarbonée, Xtal – cristalline, Sc – scorie, CS – sphérule cosmique). Masse totale collectée (µg) et taille moyenne (µm) des micrométéorites (sans les sphérules cosmiques dont la taille a varié lors de l'entrée atmosphérique). *Le dépouillement du filtre 8 est incomplet.

Deux nouvelles familles de particules (FgF & UCAMM) ont été identifiées dans la collection CONCORDIA. Les friables-poreuses à grain fin (FgF – *Fine-grained fluffly*) sont des micrométéorites non-fondues dominées par une texture à grain fin qui présentent une porosité importante. Leur texture est similaire à celle des particules interplanétaires chondritiques poreuses anhydres (CP IDP – *Chondritic Porous Interplanetary Dust Particles*) collectées dans la stratosphère (cf. Chapitre 1) (Figure 3.1). Les micrométéorites ultracarbonées (UCAMMs – *Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorites*) sont riches en carbone (Figure 3.2). Ces particules sont similaires à celles brièvement décrites par Nakamura et al. (2005). Les UCAMMs de la collection CONCORDIA sont dominées par la matière carbonée, avec des proportions allant jusqu'à ~ 88% en volume (cf. Chapitre 5 pour plus de détails).

Filtre	ET (%)	T (%)	FgF (%)	FgC (%)	Xtal (%)	UCAMM (%)	Sc (%)	CS (%)
Filtre 4	73	27	13	19	8	4	10	46
Filtre 5	81	19	23	12	5	1	15	44
Filtre 7	71	29	18	18	3	1	16	45
Filtre 8*	89	11	5	4	1	1	8	81
Filtre 9	80	20	7	20	9	1	36	28
Filtre 10	57	43	10	22	4	0	16	46
Moyenne	83	17	11	16	6	1	22	44

Tableau 3.2. Pourcentages de particules extraterrestres (ET avec les sphérules cosmiques) et terrestres (T) sur chaque filtre. Les proportions de chaque type de particules sont aussi présentées : non-fondues (FgF – à grain fin poreuse, FgC – à grain fin compact, UCAMM – ultracarbonée, Xtal – cristalline), partiellement fondues (Sc – scorie) et complètement fondues (CS – sphérule cosmique). *Le dépouillement du filtre 8 est incomplet.

Dans les 6 filtres observés, en utilisant la classification définie par Genge et al. (2008) d'après le degré d'échauffement des micrométéorites lors de leur entrée atmosphérique, 27% des particules extraterrestres sont à grain fin (11% sont à grain fin poreuses – FgF et 16% sont à grain fin compact – FgC), 6% sont des micrométéorites cristallines (Xtal), 22% des

particules scoriacées (Sc) et 44% des sphérules cosmiques (CS)*. Parmi les micrométéorites non fondues (Fg et Xtal), 1% sont des ultracarbonées (Figure 3.3 et Tableau 3.2). La distribution en taille des particules extraterrestres montre que 49% (avec les CSs) des grains ont une taille comprise entre 35 μm et 60 μm (Figure 3.4). Les particules terrestres sont en nombre variable (T – 11-43%) et présentent des compositions non-chondritiques et des textures étranges (Figure 3.5). Ces particules peuvent provenir des outils et des vêtements utilisés au moment de la collecte des échantillons.

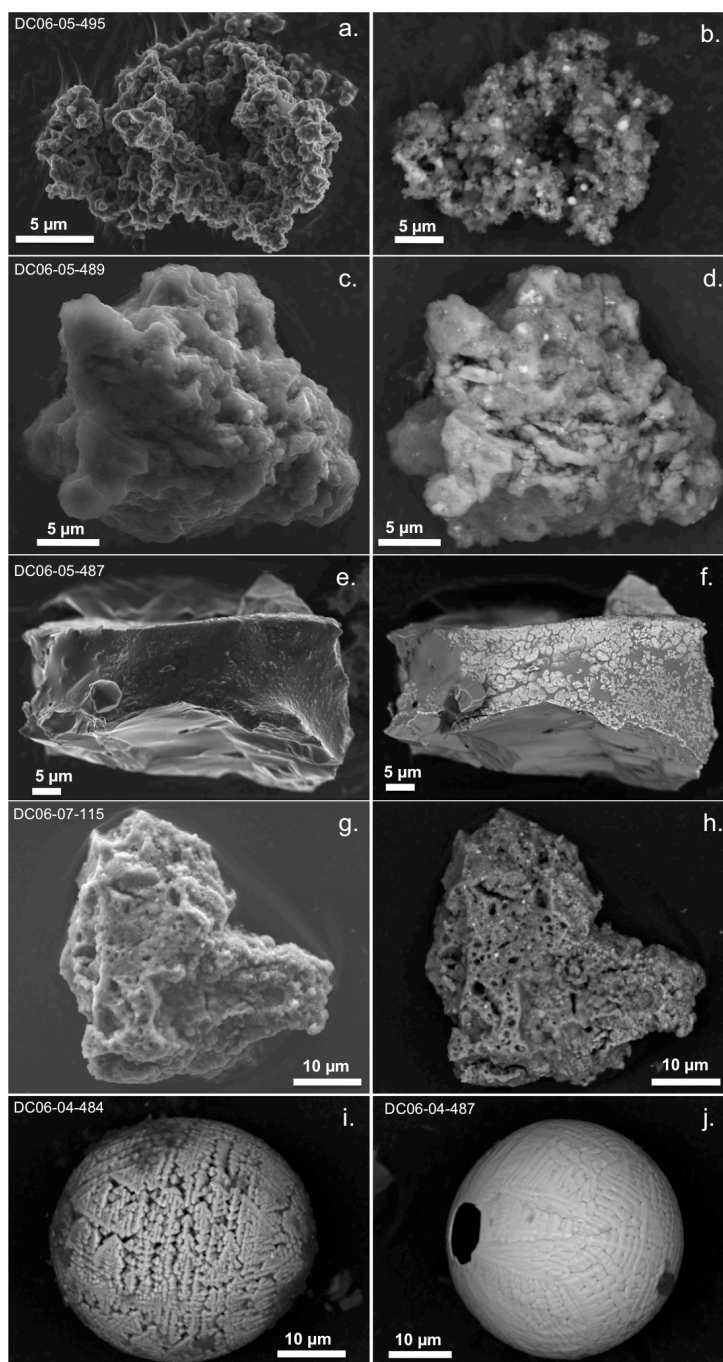


Figure 3.1. Micrographies électroniques en électrons secondaires (a, c, e, g) et rétrodiffusés (b, d, f, h, i, j) de la surface extérieure de fragments de micrométéorites à grain fin poreuses (a-b) et à grain fin compacts (c-d), cristallins (e-f), scories (g-h) et des deux sphérules cosmiques (i-j).

*La forte proportion de sphérules cosmiques dans le filtre 8 (Tableaux 3.1 et 3.2) est un artefact dû au dépouillement incomplet du filtre (les sphérules cosmiques sont extraites en premier du filtre).

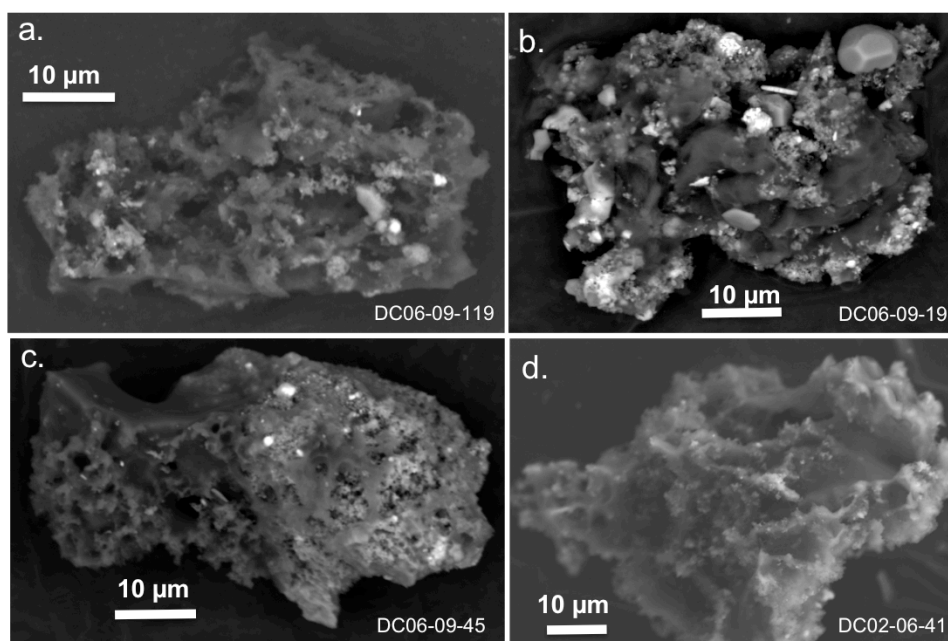


Figure 3.2 Micrographies électroniques en électrons rétrodiffusés (a-c) et secondaires (d) de la surface extérieure de fragments des micrométéorites ultracarbonées (UCAMM) (a-c) et d'une particule entière de micrométéorite ultracarbonée (d).

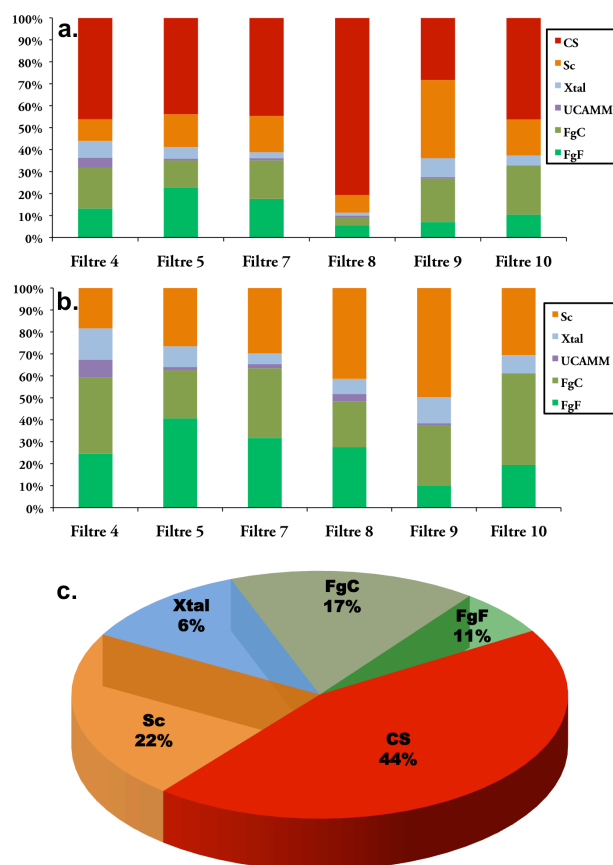


Figure 3.3. Types de particules extraterrestres extraites des filtres de CONCORDIA 2006 étudiés au cours de cette thèse (le dépouillement du filtre 8 est incomplet) : (a) en prenant en compte des sphérules cosmiques – CS ; (b) sans les sphérules cosmiques; (c) valeurs moyennes sur les 6 filtres. CS – sphérule cosmique, Sc – scorie, Xtal – cristalline, UCAMM – ultracarbonée, FgC – à grain fin compact, FgF – à grain fin poreuse.

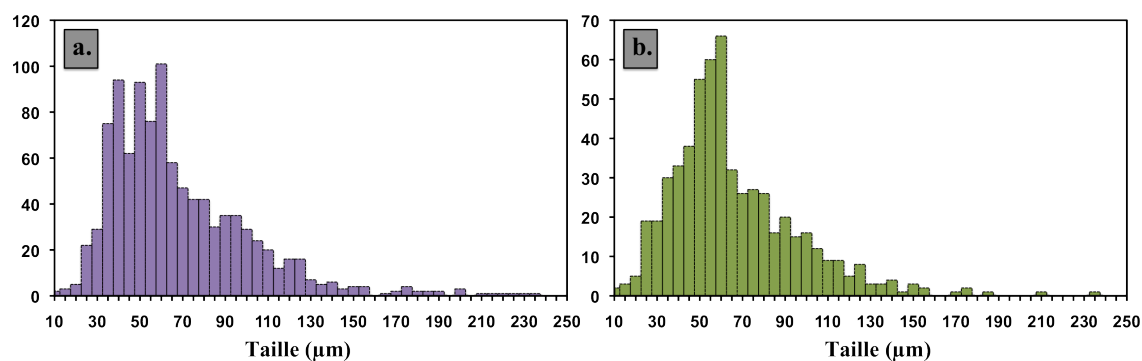


Figure 3.4. Distribution en taille des échantillons extraterrestres des filtres CONCORDIA examinés lors de cette étude, soit en prenant en compte les sphérules cosmiques (a), ou sans les sphérules cosmiques (b).

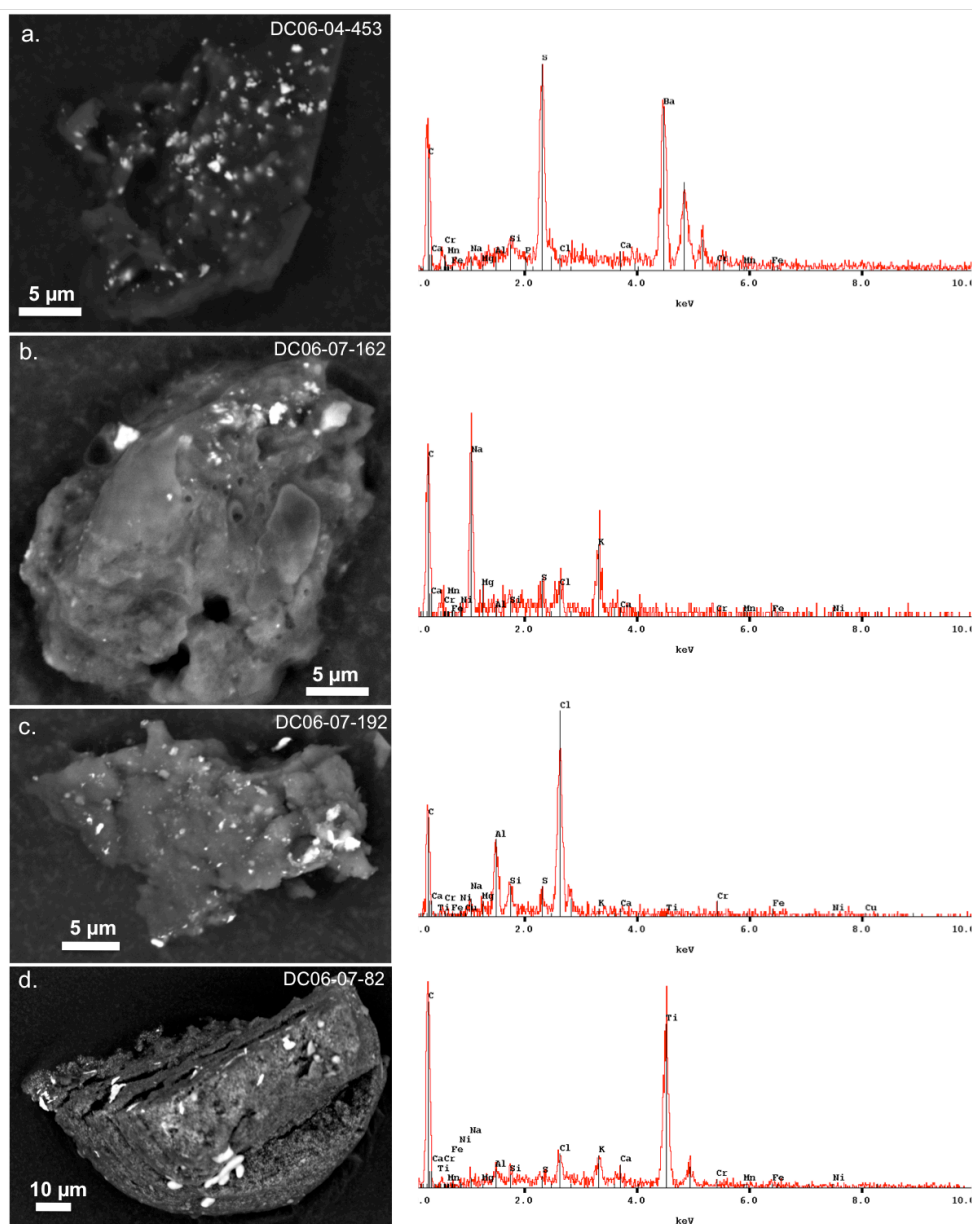


Figure 3.5. Micrographies électroniques en électrons rétrodiffusés (a-d - gauche) et leurs spectres de rayons X (EDS) de la surface extérieure d'exemples de fragments de particules terrestres.

3.2.2. Echantillons Stardust (comète 81P/Wild 2)

La mission spatiale Stardust (NASA) a rapporté sur Terre des échantillons de la comète Wild 2. Ces échantillons ont été collectés soit dans un aérogel* de silice soit dans des cratères d'impacts dans des feuilles d'aluminium (Brownlee *et al.*, 2006; Hörz *et al.*, 2006). Ces dernières avaient initialement été mises en place pour faciliter l'extraction des briques d'aérogel (Tsou *et al.*, 2004). Le nombre estimé de particules capturées dans l'aérogel de taille supérieure à 1 μm est d'environ 1200 (Burchell *et al.*, 2008). Les traces d'impact laissées par les particules cométaires dans l'aérogel ont été classées en trois catégories en fonction de leur morphologie (Burchell *et al.*, 2008). Les morphologies de type A, en forme de carotte, de type B qui présente des cavités bulbeuses avec des particules terminales, et de type C qui se composent seulement d'une cavité bulbeuse assez courte (Figure 3.6) (Hörz *et al.*, 2006). La longueur totale des traces d'impact dans l'aérogel de la mission Stardust est de quelques millimètres. Burchell *et al.* (2008) suggèrent l'existence de particules cométaires relativement solides qui présentent une certaine cohésion (traces d'impact de type A) mais aussi des particules à grain-fin, plus friables avec une faible cohésion (type B et C). Les cratères sur les feuilles d'aluminium contiennent des résidus de grains de taille sub-micrométrique de silicates, des sulfures de fer-nickel et parfois de deux types de verres, riches en alcalins ou ferromagnésiens (Kearsley *et al.*, 2008). Les particules analysées sur les feuilles d'aluminium présentent l'avantage que les résidus ne sont pas mélangés avec la silice de l'aérogel, ce qui permet de déterminer la composition des silicates quand ils sont préservés lors de l'impact (Kearsley *et al.*, 2008; Leroux *et al.*, 2008c) (Figure 3.6). D'après Leroux *et al.* (2010), la densité de la plupart des particules d'impact est relativement élevée. Les cratères ont souvent une morphologie irrégulière, ce qui suggère que les poussières de la comète Wild 2 sont des agrégats avec une faible cohésion. Les résidus sont retrouvés principalement au fond de cratères, et rarement sur les parois latérales près des rebords des cratères (Leroux *et al.*, 2010).

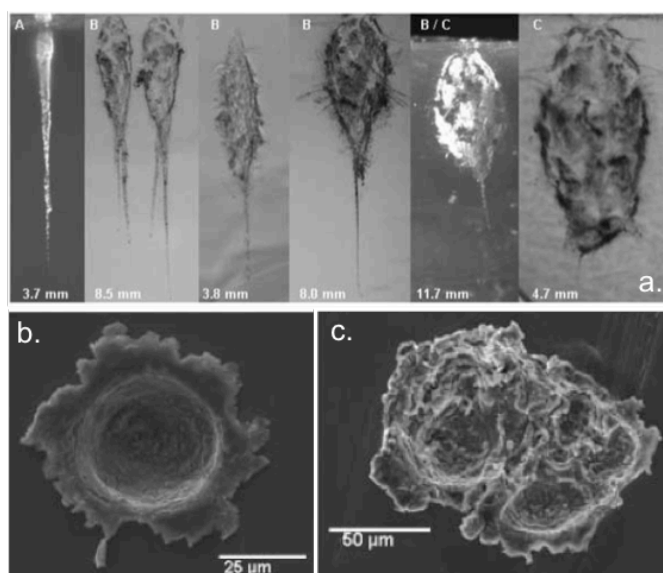


Figure 3.6. Morphologie des traces d'impact des particules cométaires de la mission Stardust dans l'aérogel (a). Ces traces ont été classifiées en types A, B, C (voir texte) en fonction de leur aspect. (b-c) Morphologies des cratères d'impacts observées sur les feuilles d'aluminium entourant les briques d'aérogel (Hörz *et al.*, 2006).

*Aérogel – un matériau de très faible densité semblable à un gel où le composant liquide est remplacé par du gaz.

3.3. Compositions globales

La composition moyenne en éléments majeurs et mineurs des micrométéorites de la collection CONCORDIA est comparée à celle de la comète Wild 2 pour les échantillons prélevés à la fois dans l'aérogel et dans les résidus de cratères. Pour réduire les biais d'analyses et d'échantillonnage, nous avons compilé une moyenne de toutes les données disponibles des compositions des échantillons de Wild 2. La Figure 3.7 compare les compositions des micrométéorites avec les mesures des échantillons Wild 2 collectés dans les cratères (a) ou l'aérogel (b). Toutes les valeurs sont normalisées au Si (a - cratères) ou au Fe (b - aérogel), et aux valeurs CI (valeurs CI d'après Lodders, 2003). (Les données de Wild 2 Flynn *et al.*, 2006 ; Ishii *et al.*, 2008b ; Kearsley *et al.*, 2008 ; Lanzirotti *et al.*, 2008 ; Leitner *et al.*, 2008 ; Leroux *et al.*, 2008b ; Leroux *et al.*, 2008c ; Stephan *et al.*, 2008 ; Joswiak *et al.*, 2009).

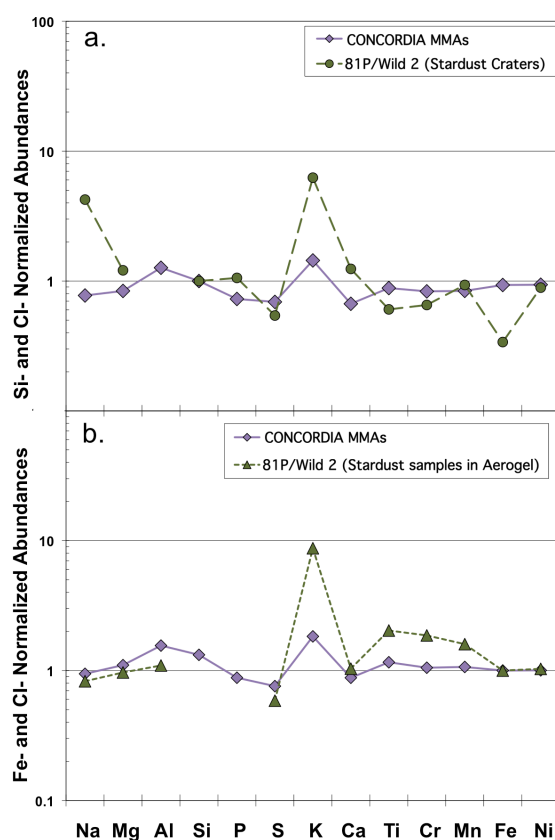


Figure 3.7. Comparaison des abondances chimiques en éléments majeurs et mineurs des micrométéorites antarctiques (MMAs) de la collection CONCORDIA et des échantillons de la comète Wild 2 collectés soit dans les cratères (a) ou dans l'aérogel (b). Les valeurs sont toutes normalisées par rapport à la composition de référence CI et au Si (a) ou au Fe (b).

Le matériel à grain fin des micrométéorites de la collection CONCORDIA présente une composition en éléments majeurs et mineurs comparable à un facteur 2 à la composition CI de référence (Figure 3.7). Cette composition est en bon accord avec celle des particules cométaires mesurée dans l'aérogel, sauf pour l'enrichissement en K observé dans un échantillon de Wild 2 par Ishii *et al.* (2008b). D'autres éléments comme le S et le Ca sont légèrement appauvris dans les particules de Wild 2 collectés dans l'aérogel comparés à la composition CI et aux micrométéorites (Figure 3.7). La teneur en Si des particules cométaires collectées dans l'aérogel ne peut pas être mesurée par suite de mélange/fusion des échantillons avec l'aérogel de silice (Figure 3.7) (Leroux *et al.*, 2008b ; Nakamura *et al.*, 2008b). La composition des particules de la comète Wild 2 dans les résidus de cratères

présentent une abondance chondritique à un facteur 2, à l'exception d'enrichissements légers en Na et K et un appauvrissement léger en Fe.

3.4. Propriétés minéralogiques

3.4.1. Minéraux réfractaires et chondres

Vingt-huit micrométéorites antarctiques contenant des phases minérales réfractaires (par exemple spinelle, anorthite, mélilite, hibonite, pyroxène riche en Al et Ca, et pérovskite) ont été identifiées jusqu'à présent (Figure 3.8, a et Tableau 3.3) (Hoppe *et al.*, 1995 ; Engrand *et al.*, 1999c). Ces minéraux sont typiques des inclusions riches en calcium et aluminium (CAI – *Calcium Aluminium-rich Inclusions*) trouvées dans les météorites. L'abondance totale des MMAs contenant des minéraux réfractaires dans la matrice (13 MMAs) ou des assemblages similaires à des CAIs (15 MMAs) est inférieure à 1% des micrométéorites (Tableau 3.3).

Dans les échantillons cométaires de la mission Stardust, certains minéraux réfractaires (anorthite, clinopyroxènes riches en Ca-Al-Ti, gehlenite, spinelle, corindon, osbornite contenant du vanadium et une phase qui est probablement pérovskite) ont été identifiés (Zolensky *et al.*, 2006b ; Simon *et al.*, 2008) (Figure 3.8, b).

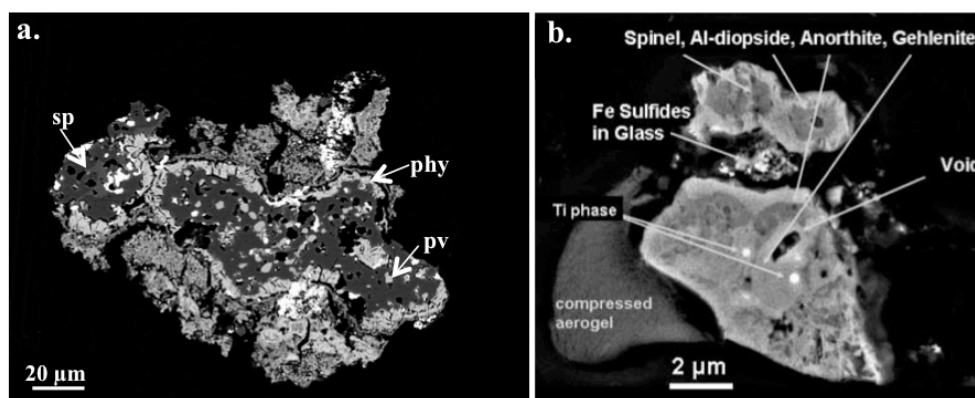


Figure 3.8. Micrographies électroniques (en électrons rétrodiffusés) de sections polies de particules contenant des fragments d'inclusions riches en calcium et aluminium: (a) micrométéorite Cap Prudhomme 94-4-36 ; (b) fragment de la comète Wild 2 (b) (Zolensky *et al.*, 2006b).

Des fragments ayant appartenu à des chondres sont également observés dans les micrométéorites non-fondues (Figure 3.9, a). Par exemple, un fragment (~ 80 vol.%) de chondre de type pyroxène radial (~ 120 μm de diamètre) (Kurat *et al.*, 1996) a été d'abord classifié par erreur comme étant une sphérule cosmique grâce à sa forme globalement arrondie (#94-4-32). Seuls quelques assemblages montrant une texture porphyrique ont été trouvés dans les micrométéorites jusqu'à présent (Walter *et al.*, 1995a ; Kurat *et al.*, 1996). Pour expliquer la faible concentration d'objets similaires aux chondres dans les micrométéorites, il a été proposé par Walter *et al.* (1995a) puis par Genge *et al.* (2005) que les micrométéorites cristallines (Xtal) pourraient représenter des fragments de chondres (Figure 3.9, a). Genge *et al.* (2008) proposent également que le corps parent des micrométéorites cristallines soit lié aux chondrites ordinaires (de quelques % jusqu'à ~ 15% des MMAs, selon

Walter *et al.*, 1995b ; ou Genge, 2008, respectivement) et appartiendrait à la famille d'astéroïdes Koronis*.

Echantillons	Minéral	Assemblage
97-05-35	Anorthite	
99-21-40	Anorthite	
95-02-16	Spinelle	
98-28-09	Spinelle	
94-4B-05	Spinelle	
99-23-18		Spinelle, hibonite, enstatite
98-23-42		Spinelle, pyroxène
98-03-04		Spinelle, pérovskite, forsterite, enstatite
94-4-36		Spinelle, pérovskite, phyllosilicate
99-22-17		Spinelle, enstatite
98-07-32		Spinelle, pérovskite, enstatite, phyllosilicate
99-01-40		Spinelle, phyllosilicate
99-05-30	Spinelle	
99-21-26	Spinelle	
99-JD	Hibonite	
03-30-I	Anorthite	
94-19-05		CAI (?)
03-26-47	Spinelle	
92-13-C-23*		Spinelle, Melilite
92-08-80*		Spinelle, pérovskite, phyllosilicate
92-15-23*		Spinelle, pérovskite, phyllosilicate, pyroxène
94-04-19*		Spinelle, pérovskite, phyllosilicate, pyroxène
93-03-31*	Hibonite	
94-01-28*		Spinelle, ilménite
94-04-05*	Spinelle	
95-01-20*	Spinelle	
BI54-B3#31*		Pyroxène, enstatite
BI54-B4#17*		Pérovskite, ilménite

Tableau 3.3. Liste des micrométéorites contenant des phases réfractaires. *rapportés par Gounelle (2000).

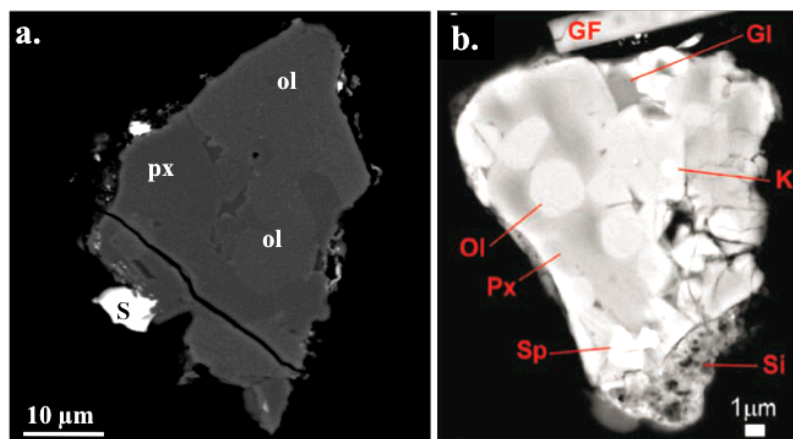


Figure 3.9. Micrographies électroniques (en électrons rétrodiffusés) de sections polies d’une micrométéorite (a) et d’une particule de la comète Wild 2 (b) (Nakamura *et al.*, 2008b) contenant des fragments des chondres.

* La famille d'astéroïdes Koronis fait partie des trois populations distinctes d'astéroïdes qui sont reconnues dans la ceinture d'astéroïdes. Les familles Thémis-Koronis, EOS et Veritas, et la ceinture principale se différencient par les valeurs des excentricités et des inclinaisons de leurs orbites.

Parmi les particules cristallines examinées jusqu'à présent dans la comète Wild 2, Nakamura *et al.* (2008b) ont identifié quatre particules qui ont une texture, une minéralogie et une composition similaires à des fragments de chondres identifiés dans les chondrites carbonées (CCs) (Figure 3.9, b). Des associations à grain fin (sub- μm) entre des clinopyroxènes riches en Na et Cr avec de l'olivine riche en FeO (Joswiak *et al.*, 2009) ont été observés dans les échantillons de Wild 2. Ces associations sont appelées Kool (Joswiak *et al.*, 2009).

3.4.2. Silicates

Les silicates riches en Mg (olivine et orthopyroxène) sont les minéraux les plus fréquemment rencontrés dans les micrométéorites. A l'échelle des minéraux de plus de 5 μm , le rapport d'abondance en nombre de pyroxène/olivine dans les micrométéorites d'Antarctique est d'environ 1 (184 pyroxènes pour 201 olivines analysées dans les micrométéorites de Cap Prudhomme, 56 pyroxènes et 54 olivines dans la collection CONCORDIA). La valeur de ce rapport est supérieure à celle observée dans les chondrites de type CM (pyroxène/olivine $\sim 0,2$), ces météorites ayant été proposées comme un des plus proches analogues des micrométéorites (Kurat *et al.*, 1994 ; Engrand and Maurette, 1998). Si l'on considère ce critère, la meilleure similarité entre les micrométéorites et les météorites est représentée par les chondrites carbonées du groupe des CR (Kurat *et al.*, 1994 ; Engrand and Maurette, 1998 ; Gounelle *et al.*, 2003).

Les compositions des olivines et des pyroxènes ferromagnésiens de la collection CONCORDIA ont été mesurées dans les micrométéorites cristallines, dans les minéraux isolés de la matrice à grain fin, dans des scories et des minéraux reliques des sphérules cosmiques. Dans la Figure 3.10 sont représentées ces compositions. Il n'y a pas de différence significative avec les compositions des olivines et des pyroxènes des micrométéorites de Cap Prudhomme (Engrand *et al.*, 2006). La composition des olivines de la collection CONCORDIA ($N = 54$) montre une large gamme de compositions, qui varie entre Fo₁₀₀ et Fo₄₈, avec une fréquence plus importante des olivines riches en Mg (Fo₉₉) (Figure 3.10). Les compositions des pyroxènes ferromagnésiens ($N = 56$) varient de En_{98,5}Fs_{1,4} à En_{64,9}Fs_{34,6}, avec Wo_{0,5}. Ils ont un pic important vers En₉₈ (Figure 3.10). Les pyroxènes calciques des micrométéorites ont des compositions qui varient entre En_{98,7} et En_{41,9} et de Wo₅ et Wo₄₄ (pigeonite et augite). Trois micrométéorites de la collecte CONCORDIA contiennent des pyroxènes et des olivines riches en manganèse (MnO 1,7 wt% ; Cr₂O₃ 2,1 wt%) et pauvres en fer (appelé en anglais : *Low Iron-Manganese Rich* – LIME) (Figure 3.11). Une olivine et un pyroxène contiennent des teneurs plus importantes en MnO (4,5 wt% et 3,5 wt%, respectivement) mais ils sont également riches en FeO (7,9 wt% et 8,5 wt%, respectivement).

Les échantillons de la comète Wild 2 sont aussi dominés par des cristaux d'olivine et de pyroxène (Nakamura *et al.*, 2008b). La liste de tous les minéraux identifiés dans les échantillons de la comète Wild 2 est présentée dans l'Annexe B. Le rapport d'abondance pyroxène/olivine est de l'ordre de 1 (olivine $N = 143$ et pyroxène $N = 152$, données de Joswiak *et al.*, 2007 ; Leroux *et al.*, 2008b ; Nakamura *et al.*, 2008b ; Tomeoka *et al.*, 2008 ; Jacob *et al.*, 2009 ; Joswiak *et al.*, 2009 ; Stodolna *et al.*, 2009 ; 2010). Nakamura *et al.* (2008b) estiment le rapport en nombre de pyroxènes/olivines dans une seule trace d'impact à approximativement 1,1. La taille de ces minéraux dans Wild 2 varie du sub- μm à plus de 10 μm (Zolensky *et al.*, 2008).

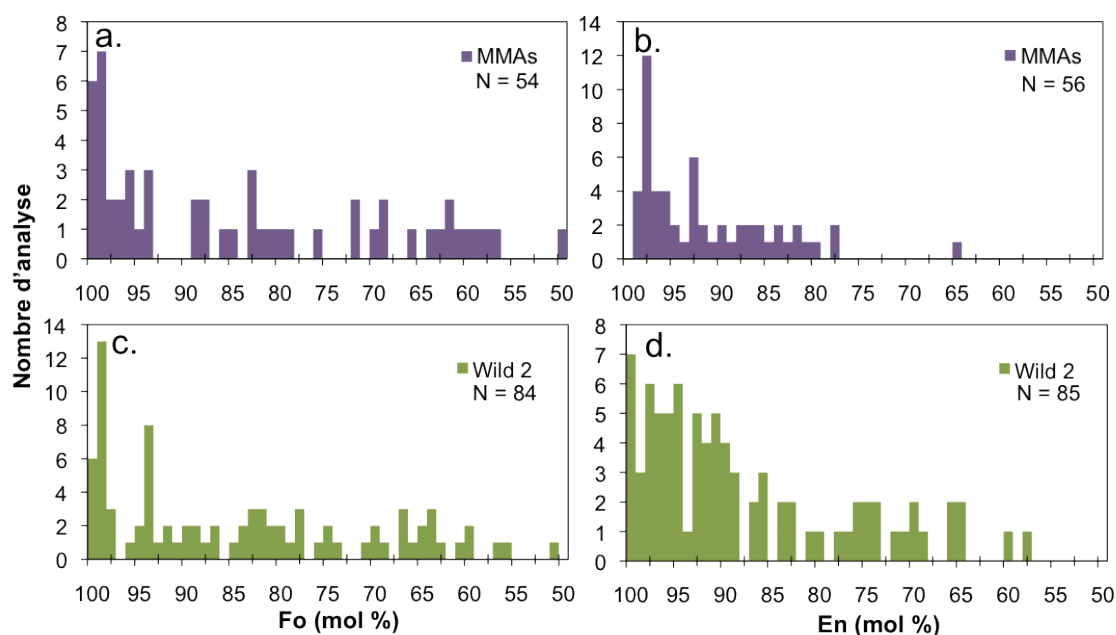


Figure 3.10. Comparaison des teneurs en Mg des olivines et pyroxènes ferromagnésiens exprimées en Fo ou En = $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ des micrométéorites antarctiques (MMAAs) (haut) et des échantillons de la comète Wild 2 (en bas Zolensky *et al.*, 2006a; Leroux *et al.*, 2008b; Leroux *et al.*, 2008c; Tomeoka *et al.*, 2008; Zolensky *et al.*, 2008; Jacob *et al.*, 2009; Joswiak *et al.*, 2009).

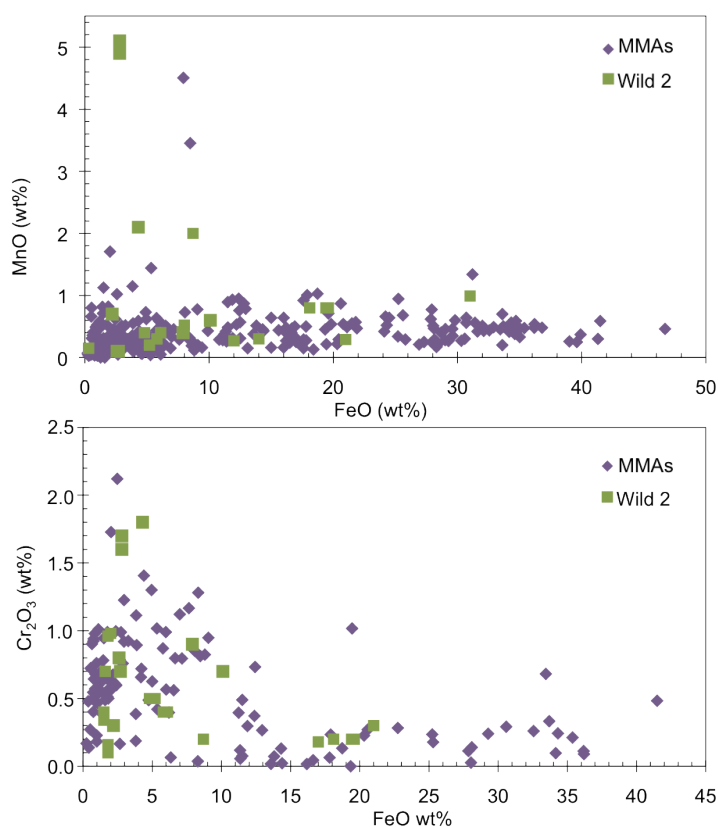


Figure 3.11. Distribution de MnO et Cr_2O_3 en fonction de la teneur en FeO (wt%) des pyroxènes et des olivines de micrométéorites antarctiques (MMAAs) (losanges violets) par rapport aux échantillons de la comète Wild 2 (carrés verts) (données de Wild 2, Zolensky *et al.*, 2006a; Nakamura *et al.*, 2008b).

Les compositions des olivines ($N = 107$) et des pyroxènes ($N = 117$) sont comparées dans la Figure 3.10 avec celles des micrométéorites (Zolensky *et al.*, 2006a; Leroux *et al.*, 2008a; Leroux *et al.*, 2008b; Leroux *et al.*, 2008c; Tomeoka *et al.*, 2008; Zolensky *et al.*, 2008; Jacob *et al.*, 2009; Joswiak *et al.*, 2009). La composition des olivines de la comète Wild 2 présente une large gamme de valeurs (FO_{100-4}), avec une fréquence prononcée à FO_{99} (Zolensky *et al.*, 2006a; Leroux *et al.*, 2008b; Leroux *et al.*, 2008c; Tomeoka *et al.*, 2008; Zolensky *et al.*, 2008; Jacob *et al.*, 2009; Joswiak *et al.*, 2009). Dans les échantillons de Wild 2 ont été observés quelques olivines enrichies en MnO , Al_2O_3 et Cr_2O_3 (LIME) jusqu'à 6,5 wt%, 0,7 wt% et 1,5 wt%, respectivement (Zolensky *et al.*, 2006a). La composition des pyroxènes ferromagnésiens présente aussi une large gamme de valeurs (En_{100-52}) et une fréquence prononcée à En_{95} (Zolensky *et al.*, 2006a; Leroux *et al.*, 2008b; Tomeoka *et al.*, 2008; Zolensky *et al.*, 2008; Jacob *et al.*, 2009; Joswiak *et al.*, 2009). Une dizaine de pyroxènes calciques sont également décrits dans les échantillons de Stardust (Leroux *et al.*, 2008a; Leroux *et al.*, 2008b; Tomeoka *et al.*, 2008; Jacob *et al.*, 2009).

Leroux *et al.* (2008a) signalent la présence dans les échantillons de la comète Wild 2 d'un cristal de diopside avec une microstructure d'exsolution de pigeonite. La présence de cristaux de pigeonite maclée, d'enstatite avec des domaines clino/ortho et des exsolutions de pyroxènes calciques est conforme avec une formation par refroidissement d'un liquide de fusion qui peut être associé à un processus igné (Jacob *et al.*, 2009). Joswiak *et al.* (2009) montrent la présence dans les échantillons de la comète Wild 2, de clinopyroxènes riches en Na et Cr, appelé kosmochloric* dans l'article de Joswiak *et al.* (2009) qui sont souvent associés avec des olivines riches en FeO. Ce type de clinopyroxènes (riches en Na et Cr) n'a pas été observé jusqu'à présent dans les micrométéorites.

3.4.3. Sulfures de Fe-Ni

Les sulfures de fer sont présents dans tous les types d'échantillons extraterrestres, ils représentent donc un outil important pour réaliser des comparaisons. La troilite (FeS), la pyrrhotite ($Fe_{1-x}S$) et la pentlandite [$(Fe,Ni)_9S_8$] ont été identifiées dans les micrométéorites et dans les échantillons de la comète Wild 2.

Les sulfures de fer de grandes tailles (entre $> 1 \mu m$ et $\sim 15 \mu m$) présents dans les micrométéorites de différents types (des MMAs à grain fin jusqu'aux scories) ont été analysés par microsonde électronique (Engrand *et al.*, 2007). Les sulfures de fer de tailles inférieures à $< 1 \mu m$ ont également été observés par microscopie électronique en transmission et leurs compositions ont été mesurées par EDS (*cf.* Chapitre 5 pour les analyses de sulfures de Fe-Ni présents dans les micrométéorites ultracarbonées). Ces dernières sont similaires à celles des cristaux de tailles supérieures à $1 \mu m$ mesurée par microsonde électronique (Figure 3.12) (Engrand *et al.*, 2007; Dobrică *et al.*, 2009b). La plupart des sulfures de fer ont une composition proche de celle de la troilite avec moins de 3 at% Ni. Seuls quelques cristaux de pentlandite ont été détectés, principalement dans les micrométéorites de type scoriacées.

Les échantillons de la comète Wild 2 ont montré que cette comète contient d'abondants sulfures de fer. La plupart ont subi une altération due à l'explosion des grains lors de l'entrée dans l'aérogel (Zolensky *et al.*, 2006a; Ishii *et al.*, 2008a; Leroux *et al.*, 2008b; Leroux *et al.*, 2009), mais certains d'entre eux ont probablement conservé leur composition initiale et leur structure (Zolensky *et al.*, 2008). Les sulfures de fer de la comète Wild 2 ont généralement

*Kosmochlor – $NaCrSi_2O_6$, est un minéral de la famille des silicates, classe des inosilicates, groupe de pyroxènes.

moins de 2 at% Ni (Zolensky *et al.*, 2006a). Jusqu'à présent, seuls quelques cristaux de pentlandite sont observés dans les particules de Wild 2 (Zolensky *et al.*, 2006a ; Leroux *et al.*, 2008b; Zolensky *et al.*, 2008). Des sulfures plus exotiques ont été identifiés dans les échantillons de la comète Wild 2, comme la sphalérite [(Zn,Fe)S] (Berger *et al.*, 2008) et la cubanite (CuFe_2S_3) (Berger *et al.*, 2009). Voir l'Annexe B pour la liste des minéraux retrouvés dans la comète Wild 2.

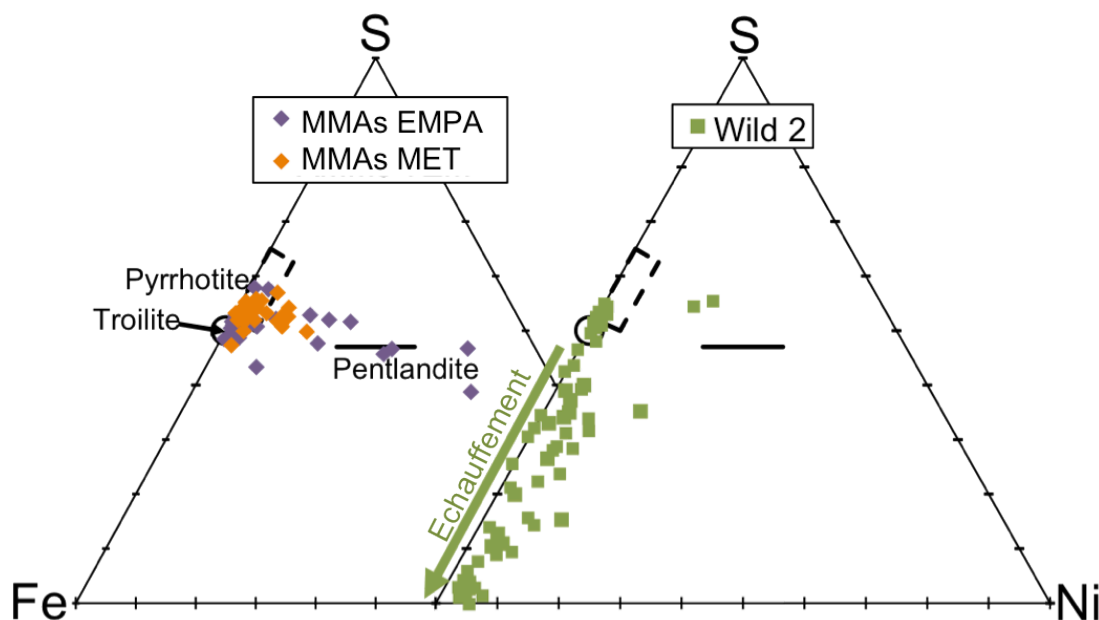


Figure 3.12. Diagrammes ternaires (Fe-Ni-S) (at%), des sulfures de fer dans les micrométéorites antarctiques (MMAs) (diagramme de gauche), et des échantillons Wild 2 (diagramme de droite, données de Zolensky *et al.*, 2006a ; Leroux *et al.*, 2008b). Dans le diagramme de gauche les données de microscopie électronique en transmission (MET – losanges oranges) des micrométéorites sont similaires à celles de la microsonde électronique (EMPA – losanges violets) mesurées dans les sulfures de fer de plus de $\sim 2 \mu\text{m}$ observés sur des sections polies (Engrand *et al.*, 2007). Dans le diagramme de droite, l'échauffement dû à l'impact lors de la capture des échantillons de Wild 2 a modifié une large proportion de sulfures de fer en appauvrissant leur composition en S (flèche verte).

3.4.4. Silicates hydratés

Des phyllosilicates comme la saponite ou la serpentine ont été observés dans les micrométéorites non-fondues (Maurette *et al.*, 1990 ; Kurat *et al.*, 1994 ; Genge *et al.*, 1997 ; Nakamura *et al.*, 2001 ; Noguchi *et al.*, 2002). Même en prenant en compte les collections de micrométéorites japonaises, leur abondance totale dans les micrométéorites analysées jusqu'à présent ne dépasse pas 1% (Noguchi *et al.*, 2002). L'association de phyllosilicates avec des phases anhydres observée dans les micrométéorites est typique des météorites des groupes CM et CR. Jusqu'à présent, aucun phyllosilicate n'a été trouvé dans les micrométéorites de la collecte CONCORDIA, mais seules quelques particules ont été examinées par microscopie électronique en transmission.

Les analyses des échantillons Stardust de la comète Wild 2 ont montré l'absence de phyllosilicates (Zolensky *et al.*, 2006a; Zolensky *et al.*, 2008). Ces phases fragiles ont pu être détruites lors de leur impact avec l'aérogel, ou être tout simplement absentes de Wild 2. Des expériences simulant les conditions d'impact entre les particules cométaires et l'aérogel ont été réalisées pour comprendre comment les phyllosilicates pouvaient être modifiés lors de la collecte (Burchell *et al.*, 2006; Noguchi *et al.*, 2007 ; Wozniakiewicz *et al.*, 2010).

Wozniakiewicz et al. (2010) montrent que de petits fragments de phyllosilicates (lizardite et cronstedtite) sont complètement détruits par l'impact qui les a transformés en un résidu amorphe, très vésiculé. Cette texture vésiculée est peut-être la signature d'impacts de phyllosilicates dans l'aérogel.

3.4.5. Carbonates

Les carbonates sont rarement observés dans les micrométéorites collectées à Cap Prudhomme à cause de leur altération et dissolution dans la glace Antarctique. Plusieurs calcites (CaCO_3) et une dolomite [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$] ont été identifiées dans les micrométéorites collectées à CONCORDIA (Duprat *et al.*, 2007). Ces carbonates sont présents dans les micrométéorites à grain fin poreuses et dans les ultracarbonées (*cf.* Chapitre 4). Aucune étude systématique de la minéralogie des carbonates n'est pas actuellement disponible dans les micrométéorites. Toutefois, la teneur moyenne en calcium de la matrice à grain fin des micrométéorites de la collection CONCORDIA ($\text{Ca} = 0,54 \text{ at\%}$) n'est plus appauvrie par rapport au CI ($\text{Ca} = 0,5 \text{ at\%}$, *cf.* Lodders, 2003) et CM ($\text{Ca} = 0,62 \text{ at\%}$), comme dans les échantillons collectés à Cap Prudhomme.

Des carbonates (calcite, dolomite et breunnerite) sont également présents dans les échantillons de la comète Wild 2, avec des tailles variant de $0,1 \mu\text{m}$ à $0,7 \mu\text{m}$ (Mikouchi *et al.*, 2007; Wirick *et al.*, 2007; Flynn *et al.*, 2008; Tomeoka *et al.*, 2008). Il est toutefois difficile d'estimer l'abondance des carbonates dans les échantillons de Wild 2 et d'exclure totalement la possibilité d'une contamination de carbonates dans l'aérogel de Stardust (Wirick *et al.*, 2007).

3.5. Compositions isotopiques

Les mesures isotopiques de l'hydrogène et de l'oxygène réalisées dans les micrométéorites de Cap Prudhomme n'ont pas été obtenues pendant cette thèse. Ces données ont été reprises dans cette partie pour réaliser la comparaison entre les micrométéorites et les mesures obtenues dans les échantillons de la comète Wild 2.

3.5.1. Composition isotopique de l'hydrogène

Les compositions isotopiques de l'hydrogène de 26 micrométéorites de Cap Prudhomme révèlent une distribution centrée sur la valeur terrestre SMOW (Figure 3.13) (Engrand *et al.*, 1999a). La distribution du rapport D/H des minéraux hydratés des micrométéorites de Cap Prudhomme est cohérente avec celle des chondrites carbonées (Engrand *et al.*, 1999a; Robert, 2003). Des valeurs similaires ont été mesurées dans des xénolites (micrométéorites anciennes), incluses dans des météorites de type HED (Gounelle *et al.*, 2005a) (HED – *cf.* Figure 1.4 et Chapitre 1). Les mesures les plus récentes réalisées dans les micrométéorites ultracarbonées sont présentées dans le Chapitre 5.

Les rapports D/H des échantillons de la mission Stardust sont difficiles à évaluer car l'aérogel est très hygroscopique et se contamine facilement. Les valeurs mesurées jusqu'à présent ne révèlent pas d'excès en deutérium supérieur à environ 3 fois la valeur SMOW (Figure 3.13) (McKeegan *et al.*, 2006).

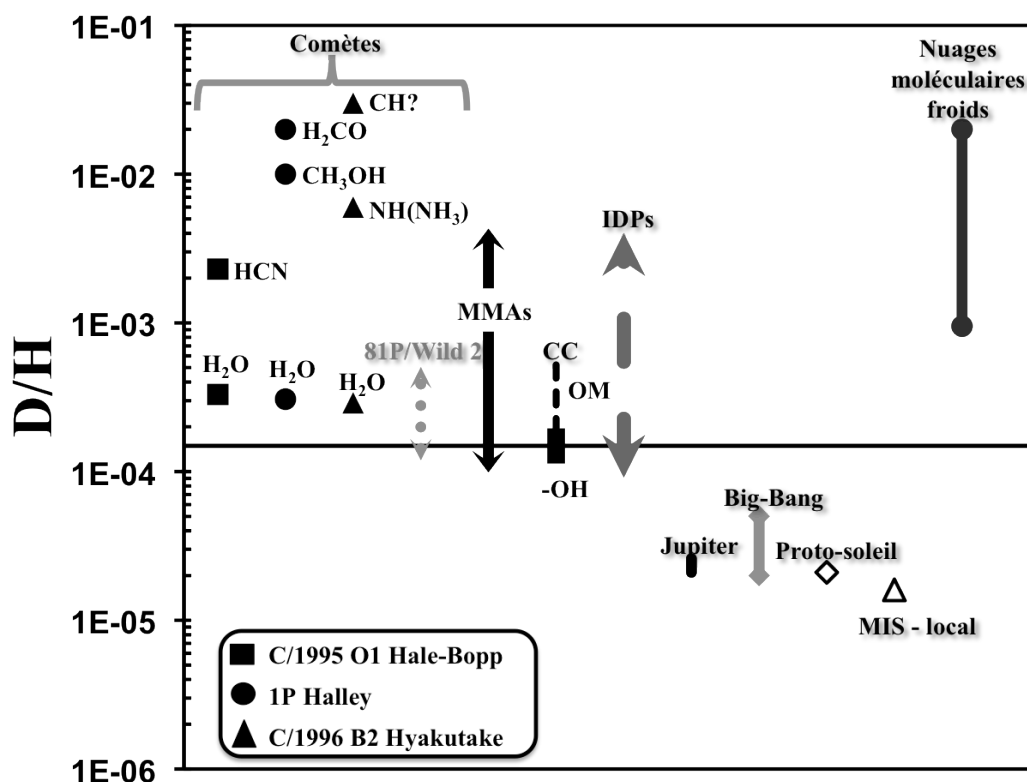


Figure 3.13. Distribution des isotopes de l'hydrogène dans les corps du système solaire (MIS – milieu interstellaire, CC – chondrites carbonées, IDP – particules de poussières interplanétaires de la NASA, MMAs – micrométéorites antarctiques (les données des micrométéorites ultracarbonées ont été incluses dans ce diagramme cf. Chapitre 5) (e.g. Engrand *et al.*, 1999a ; Meier and Owen, 1999 ; Robert *et al.*, 2000 ; McKeegan *et al.*, 2006 ; Duprat *et al.*, 2010).

3.5.2. Composition isotopique de l'oxygène

La composition isotopique de l'oxygène des minéraux anhydres mesurée dans les différents types de micrométéorites met en évidence des similarités avec celle des minéraux isolés et des minéraux des chondres présents dans les chondrites carbonées (Engrand *et al.*, 1999b). Les isotopes de l'oxygène des sphérules cosmiques sont également compatibles avec des précurseurs de type chondrites carbonées (Clayton *et al.*, 1986 ; Herzog *et al.*, 1999 ; Engrand *et al.*, 2005 ; Taylor *et al.*, 2005 ; Yada *et al.*, 2005).

Les données isotopiques de l'oxygène des échantillons de la mission Stardust ont été obtenues dans plusieurs minéraux (olivine et pyroxène riche en magnésium), une inclusion réfractaire (CAI - Inti) et des objets similaires aux chondres (McKeegan *et al.*, 2006 ; Messenger *et al.*, 2008 ; Nakamura *et al.*, 2008a ; Simon *et al.*, 2008 ; Nakamura-Messenger *et al.*, 2009b). La Figure 3.14 présente les mesures des isotopes de l'oxygène dans les micrométéorites et dans Wild 2, qui montrent des similarités pour les minéraux anhydres. Ces données sont compatibles avec celles des matériaux similaires (olivines, pyroxènes et minéraux réfractaires) mesurés dans les chondrites carbonées (Clayton, 1993).

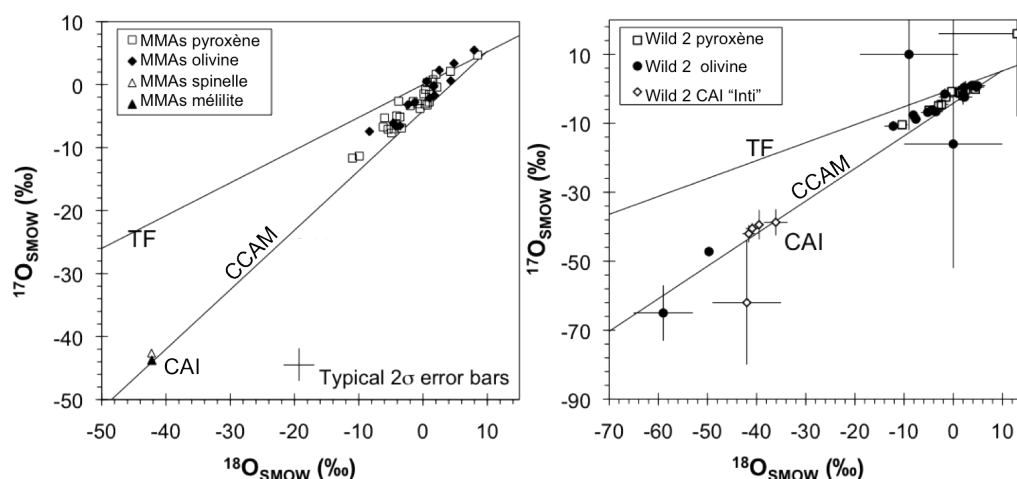


Figure 3.14. Comparaison des compositions isotopiques de l'oxygène mesurées dans les minéraux anhydres des micrométéorites antarctiques (MMAs) (d'après Engrand *et al.*, 1999b) et dans les échantillons de Wild 2 (données de McKeegan *et al.*, 2006 ; Messenger *et al.*, 2008 ; Nakamura *et al.*, 2008a ; Simon *et al.*, 2008 ; Nakamura-Messenger *et al.*, 2009b). Les barres d'erreur de 2σ sont affichées pour les données obtenues sur les micrométéorites (diagramme de gauche). Pour les échantillons de la comète Wild 2 les barres d'erreur varient entre 1σ (Messenger *et al.*, 2008 ; Nakamura-Messenger *et al.*, 2009b) et 2σ (McKeegan *et al.*, 2006 ; Nakamura *et al.*, 2008a ; Simon *et al.*, 2008). La droite de fractionnement terrestre (TF) et la ligne définie par les minéraux anhydres des chondrites carbonées (CCAM – Carbonaceous Chondrites Anhydrous Mineral Clayton, 1993) sont données pour référence.

3.6. Connexion entre les micrométéorites et les échantillons de la comète Wild 2

Des similarités sont observées entre les micrométéorites et les échantillons cométaires de Wild 2, en termes de compositions chimiques, minéralogiques et isotopiques (Tableau 3.4).

Les micrométéorites et les échantillons de Wild 2 ont une composition compatible avec la composition CI. Les enrichissements en K et Na observés dans un échantillon de Wild 2 peuvent être dû à un effet d'échantillonnage ou de contamination (Ishii *et al.*, 2008b). L'appauvrissement en Fe observé dans les résidus des cratères de la mission Stardust est peut-être la seule déviation significative de la composition chondritique observée dans ces échantillons cométaires. Cet appauvrissement avait déjà été observé dans la comète 1P/Halley par spectrométrie de masse par les sondes Giotto et Vega (Jessberger, 1999).

Des minéraux réfractaires ont été observés dans les micrométéorites antarctiques mais aussi dans Wild 2. Les constituants des CAIs sont les objets les plus anciens et les plus primitifs formés dans le système solaire (*cf.* Chapitre 1). Ces objets existent généralement dans les météorites chondritiques dans de faibles proportions ($< 13\%$ en volume) (MacPherson, 2005). La formation de ces minéraux réfractaires est prédite par les calculs thermodynamiques par condensation à partir d'un gaz de composition solaire (Grossman, 1972). Leur présence parmi les échantillons de la comète Wild 2 implique l'existence de transport radial du matériel provenant des régions interne du disque protoplanétaire, proche du proto-Soleil, vers les régions extérieures du disque (Shu *et al.*, 1996 ; Bockelée-Morvan *et al.*, 2002 ; Zolensky *et al.*, 2006b ; Simon *et al.*, 2008 ; Ciesla, 2009 ; Ogliore *et al.*, 2009).

Des matériaux similaires aux chondres ont été (rarement) observés dans les micrométéorites et dans les échantillons de Wild 2 (Kurat *et al.*, 1994 ; Engrand *et al.*, 1999b ; Genge *et al.*, 2005 ; Nakamura *et al.*, 2008a). La texture des associations Kool (Joswiak *et al.*, 2009) suggère également que ces minéraux ont cristallisé à partir d'un liquide en fusion. Les associations de gros grains ($> 1 \mu\text{m}$) ont pu se former par métamorphisme thermique des

corps dans le disque protoplanétaire. Ces minéraux de hautes températures contenues dans les associations Kools sont souvent observés dans les échantillons de Wild 2 et dans les IDPs. Leur présence suggère que ces associations auraient pu être les précurseurs des chondres de type II dans les chondrites ordinaires. Cependant, ces associations Kools n'ont pas été observées dans les micrométéorites ni dans les météorites, ce qui suggère qu'elles ont été détruites pendant la formation et le recyclage des chondres ou qu'elles n'étaient pas présentes dans le disque protoplanétaire à l'endroit et/ou au moment de la formation des chondres (Joswiak *et al.*, 2009). La présence dans la comète Wild 2 d'un pyroxène avec des intercroissances lamellaires entre la pigeonite et un diopside indiquent que certains des matériaux cométaires ont été soumis à des processus ignés (Leroux *et al.*, 2008a). La présence d'objets similaires à des fragments de chondres dans la comète Wild 2 suggère fortement l'existence de(s) mécanisme(s) de transport efficaces dans le disque protoplanétaire. L'absence de chondres de grandes dimensions dans les échantillons de Wild 2 peut s'expliquer par une relative inefficacité du transport d'objets de grandes tailles vers les grandes distances héliocentriques. Des résultats récents ont confirmé que les chondres des météorites se sont formés ~ 2 millions d'années après les CAIs (Amelin *et al.*, 2002 ; Connelly *et al.*, 2008). Cela suggère que le(s) mécanisme(s) de transport a(ont) existé dans le disque protoplanétaire pendant au moins quelques millions d'années.

Les silicates riches en magnésium (olivine et pyroxène ferromagnésiens) sont les minéraux les plus communément rencontrés dans les micrométéorites. Les échantillons cométaires de Wild 2 présentent également une grande variété de minéraux, avec l'olivine et le pyroxène comme phases dominantes (Brownlee *et al.*, 2006 ; Zolensky *et al.*, 2006b). Les pyroxènes sont approximativement aussi abondants que les olivines dans les micrométéorites et les échantillons Wild 2. Ce résultat a été également observé dans la matière éjectée de la comète 9P/Tempel 1 par la mission Deep Impact (Lisse *et al.*, 2006). Le rapport d'abondance pyroxène/olivine qui varie autour de l'unité pourrait donc être une indication utile d'une origine cométaire. D'autres auteurs ont également proposé que les chondrites du groupe CR (avec une forte abondance de pyroxène par rapport à l'olivine) puissent provenir de comètes (Weisberg and Connolly, 2008).

Même si les tailles des olivines et des pyroxènes dans les micrométéorites sont généralement supérieures à celles mesurées dans Wild 2, ces silicates présentent des plages de variation similaires en $Mg/(Mg + Fe)$. Les olivines et les pyroxènes enrichis en manganèse et pauvres en fer (LIME) trouvés dans les micrométéorites pourraient se former par condensation d'un gaz de composition solaire (Klöck *et al.*, 1989). Ces minéraux sont également présents en faibles quantités dans les particules de la comète Wild 2 (Zolensky *et al.*, 2006b ; Zolensky *et al.*, 2008). La présence de ces minéraux formés par différents processus et dans différentes zones du disque protoplanétaire dans les micrométéorites et dans Wild 2 montre que ces échantillons n'ont pas subi de processus d'équilibration.

En ce qui concerne la taille des cristaux, ces deux types d'échantillons montrent également une forte ressemblance, avec un large éventail de phases. Les micrométéorites à grain fin contiennent des minéraux de taille inférieure au micron. Le reste des micrométéorites non fondues, les micrométéorites cristallines (Xtal), contiennent des cristaux qui couvrent une large gamme de tailles (1-20 μm). Les échantillons de la comète Wild 2 contiennent des particules cristallines (jusqu'à plusieurs dizaines de micromètres) qui pourraient être comparées à la population des micrométéorites de type cristalline (Xtal). D'autre part les morphologies bulbeuses des traces d'impacts dans l'aérogel révèlent l'existence avant l'impact d'agrégats à grain fin peu cohérents qui contiennent des cristaux de tailles variables, de quelques dizaines de nanomètres à plusieurs centaines de micromètres

(Hörz *et al.*, 2006 ; Burchell *et al.*, 2008). Malheureusement, la matrice fragile à grain fin a été endommagée lors du processus d'impact et mélangée avec l'aérogel (Leroux *et al.*, 2008b; Leroux *et al.*, 2009). Cela empêche une comparaison précise de la taille des grains des particules cométaires avec les micrométéorites à grain fin (Fg).

		MMAs	Echantillons Stardust
Corps parents		Astéroïdes et comètes ?	Comète 81P/Wild 2
Composition globale		~ CI abondance	~ CI abondance
Minéraux réfractaires		Dans 28 MMAs Abondance < 1%	2 CAI (Inti et Coki) Abondance?
Chondres		Présents MMAs cristallines Faible abondance << 1%	Présents 4 fragments (Torajiro, Gozen-sama, Gen-chan et Lilly) Abondance?
Silicates	Olivine (Fo mol%)	Fo ₄₈₋₁₀₀ (N = 54)	Fo ₅₁₋₁₀₀ (N = 84)
	Pyroxènes pauvres en Ca (mol%)	En ₆₅₋₉₉ ; Wo _{<5} (N = 56)	En ₅₈₋₁₀₀ (N = 85)
	Pyroxènes riches en Ca (mol%)	Wo _{<44}	Wo _{<51}
	LIME	Rare (4)	Rare (4-5)
	Phyllosilicate	Yes	No
	Rapport Pyroxène/Olivine	~ 1	~ 1
Carbonates	Tailles (µm)	0,5-7	0,1-0,7
Sulfures de fer		3 types de sulfures. La troilite domine	3 types de sulfures. La troilite domine
Composition isotopique	D/H	1 to 2 x 10 ⁻⁴ (OH des silicates)	1.2 to 5 x 10 ⁻⁴
	Oxygène	Similaire aux CCs	Similaire aux CCs

Tableau 3.4. Comparaison de caractéristiques chimiques, minéralogiques et isotopiques pour les micrométéorites et les échantillons de la comète Wild 2 (Kurat *et al.*, 1996 ; Engrand *et al.*, 1999c ; McKeegan *et al.*, 2006 ; Zolensky *et al.*, 2006a; Leroux *et al.*, 2008b; Leroux *et al.*, 2008c ; Nakamura *et al.*, 2008a ; Nakamura *et al.*, 2008b ; Simon *et al.*, 2008; Tomeoka *et al.*, 2008 ; Zolensky *et al.*, 2008 ; Jacob *et al.*, 2009 ; Joswiak *et al.*, 2009).

Les silicates amorphes ne sont que rarement présents dans les micrométéorites (*cf.* aussi Chapitre 5). Cette observation est une des différences majeure notée entre les micrométéorites et les IDPs. Ces derniers contiennent de fortes abondances en GEMS (Bradley, 1994a ; Keller and Messenger, 2005). Ce matériel silicaté amorphe est également présent dans les météorites très primitives (Brearley, 1993 ; Greshake, 1997). Dans les échantillons de la mission Stardust, l'abondance des silicates amorphes n'est pas bien contrainte en raison des modifications induites thermiquement lors de la collecte (Leroux *et al.*, 2008b; Leroux *et al.*, 2009). Une partie significative de matière à grains fins a été fondue et mélangée avec l'aérogel, conduisant à une microstructure proche de celle des GEMS des IDPs, empêchant ainsi une identification claire de la composante de silicate amorphe dans Wild 2.

L'abondante présence de sulfures de fer dans les micrométéorites CONCORDIA indique qu'une fraction importante des échantillons (environ 1/3) n'a pas été fortement chauffée au cours de la décélération à l'entrée atmosphérique. Ces sulfures de fer sont dominés par la troilite, avec quelques sulfures de fer qui présentent une tendance qui va depuis la troilite vers le pôle Ni (pentlandite) (Figure 3.12). Les sulfures riches en Ni ne sont observés que dans les micrométéorites partiellement fondues (scoriacées) (Engrand *et al.*, 2007). La tendance observée dans les micrométéorites vers le pôle Ni suggère une formation

secondaire de la pentlandite lors de l'évènement thermique d'entrée atmosphérique. Les compositions des sulfures de Wild 2 (Figure 3.12) montrent un appauvrissement en S (Zolensky *et al.*, 2006b). Cette tendance suggère fortement un effet de collecte de matériaux qui a subi une décomposition thermique lors de l'impact avec l'aérogel (Leroux *et al.*, 2008b). Les sulfures de fer de la comète Wild 2 qui n'ont pas été transformés pendant la collecte dans l'aérogel ont une composition similaire à celle de micrométéorites. Elles sont dominées dans les deux échantillons par la troilite, qui est considéré comme le premier minéral contenant du soufre qui se forme dans le disque protoplanétaire à partir de la sulfuration des alliages Fe-Ni par des gaz riches en soufre (H_2S , S_2) (Lauretta and Fegley, 1994).

Les carbonates sont généralement associés à l'altération aqueuse dans les météorites. Ils sont présents dans les micrométéorites CONCORDIA (Duprat *et al.*, 2007) et dans les particules de la comète Wild 2 (Mikouchi *et al.*, 2007 ; Wirick *et al.*, 2007 ; Flynn *et al.*, 2008 ; Tomeoka *et al.*, 2008). Ils auraient également été observés en 1986 dans la coma de la comète 1P/Halley (Bregman *et al.*, 1987), où environ 5% des composés carbonés pourraient appartenir à des carbonates (Fomenkova *et al.*, 1992; Fomenkova, 1999). Contrairement aux carbonates des météorites, les carbonates trouvés dans les comètes pourraient se former en absence d'eau liquide par condensation dans les environnements circumstellaires en présence de vapeur d'eau (Toppani *et al.*, 2005 ; Wooden, 2008).

Les compositions isotopiques de l'oxygène de micrométéorites antarctiques et celles des échantillons de Wild 2 sont en bon accord. Cela renforce les similarités observées pour leurs compositions chimiques et minéralogiques. La situation est plus compliquée pour l'hydrogène car la composition isotopique de l'hydrogène des micrométéorites (à l'exception des UCAMMs qui seront discutées dans le Chapitre 5) et celles de Wild 2 sont incomplètes pour les deux populations: seule la composante des silicates hydratés a été systématiquement étudiée jusqu'ici dans les micrométéorites (Engrand *et al.*, 1999a); dans Wild 2, seuls des enrichissement modérés sont associés avec la matière carbonée et le rapport D/H est probablement perturbé par l'aérogel (McKeegan *et al.*, 2006).

3.7. Un échantillonnage non biaisé de la matière interplanétaire primitive ?

La poussière cosmique dans la gamme de taille des micrométéorites représente actuellement la contribution dominante de matière extraterrestre accumulée par la Terre, environ 1000 fois plus que les météorites (Love and Brownlee, 1993 ; Bland *et al.*, 1996 ; Taylor *et al.*, 1998). L'évolution dynamique des micrométéorites dans l'espace interplanétaire est dominée par des forces non gravitationnelles comme l'effet Poynting-Robertson (Burns *et al.*, 1979), tandis que les météorites arrivent sur Terre en raison d'interactions avec des résonances planétaires, subissent la focalisation gravitationnelle par la Terre, et leur accumulation est influencée par l'effet Yarkovsky* (Vokrouhlický and Farinella, 2000). Les particules de poussières cosmiques sont donc peut-être plus représentatives de la matière interplanétaire que les météorites. De plus, les météorites fragiles comme les chondrites carbonées sont probablement détruites préférentiellement pendant l'entrée atmosphérique et par l'altération terrestre par rapport aux autres classes de météorites (seulement 4% des météorites sont des chondrites carbonées). Les micrométéorites sont liées uniquement aux chondrites carbonées (Kurat *et al.*, 1994 ; Engrand and Maurette, 1998). Cette dernière observation, couplée à la forte proportion d'astéroïdes de type C par rapport aux type S

*L'effet Yarkovsky se manifeste par une force due au rayonnement thermique anisotrope. Cette force affecte fortement à long terme l'évolution des orbites des corps (même des petits astéroïdes) du système solaire.

(Meibom and Clark, 1999), avaient conduit à la proposition que les micrométéorites sont les meilleurs représentants sur Terre de la matière présente dans l'espace interplanétaire (Kurat *et al.*, 1994 ; Gounelle *et al.*, 2003). Il existe également des indications que la composition du flux de micrométéorites n'a pas changé en fonction du temps (Gounelle *et al.*, 2003; Gounelle *et al.*, 2005a) ou en fonction de la taille (Gounelle *et al.*, 2005b ; Aléon *et al.*, 2009). Les micrométéorites de très grandes tailles ($> 400 \mu\text{m}$) récemment collectées en Antarctique (van Ginneken *et al.*, 2008 ; Suavet *et al.*, 2009) montrent une plus grande contribution d'objets similaires aux chondrites ordinaires que les micrométéorites de 25-400 μm (Suavet *et al.*, 2009). Ces objets se rapprochent donc plus de "mini-météorites" que de micrométéorites.

L'observation inattendue de l'existence d'une population de micrométéorites relativement homogène et reliée aux chondrites carbonées est difficile à réconcilier avec deux sources distinctes de poussières identifiées dans l'espace interplanétaire, les astéroïdes et les comètes. Cela avait déjà conduit à la proposition d'un continuum astéroïde-comète par Maurette et collaborateurs (cf. Maurette, 2006a pour une revue). Les échantillons de la comète Wild 2 et les micrométéorites présentent beaucoup de similarités, ce qui suggère une origine commune de leurs principaux constituants. Les analyses des échantillons cométaires Wild 2 montrent l'existence d'un continuum entre la matière astéroïdale primitive (la matière des chondrites carbonées) et des comètes (Gounelle *et al.*, 2008). Bottke *et al.* (2008) ont récemment proposé une formation préférentielle de grandes quantités de poussière lors de collisions dans la ceinture externe d'astéroïdes de type C (anciens noyaux de comète éteints?) qui pourraient expliquer la forte abondance d'objets similaires aux chondrites carbonées dans les collections de micrométéorites. Récemment, Nesvorný *et al.* (2010) proposent également un modèle dans lequel les particules produites par les comètes de la famille de Jupiter (JFC) sont dispersées par Jupiter et dérivent jusqu'à 1 unité astronomique. Dans le cadre de ce modèle, ces particules représentent approximativement 85% du flux total de la matière extraterrestre accrétée par la Terre. Les plus petites particules (10-300 μm) ont des orbites circularisées grâce à l'effet Poynting–Robertson et des vitesses typiquement astéroïdales d'entrée atmosphérique sur Terre ($\sim 14,5 \text{ km.s}^{-1}$ pour des tailles de 100 à 200 μm).

Les particules de poussière cosmique, sous la forme de micrométéorites et des IDPs (Ishii *et al.*, 2008a) sont donc les objets privilégiés pour étudier le continuum entre les astéroïdes primitifs et les comètes.

3.8. Conclusions

Les micrométéorites antarctiques et les particules de la comète Wild 2 présentent des similarités importantes. Ces dernières sont les seuls matériaux sur Terre dont on peut confirmer la provenance cométaire. Ces échantillons cométaires sont proches des chondrites carbonées, des IDPs anhydres et des micrométéorites, en termes de composition chimique, minéralogique et isotopique, suggérant ainsi un continuum entre la matière primitive des astéroïdes et des comètes.

Les micrométéorites collectées en Antarctique, et en particulier celles de la collection CONCORDIA, illustrent bien ce continuum astéroïde-comète, et avec les IDPs, elles pourraient être les meilleurs représentants de la matière interplanétaire primitive actuellement disponible pour des analyses en laboratoire. La poussière cosmique dans la gamme de taille des micrométéorites représente la matière extraterrestre dominante accrétée par la Terre, et elles auraient pu jouer un rôle important pour l'apport de volatils et d'apport de matière prébiotique au début de la formation de la Terre. La présence de chondres et de fragment de CAIs dans les deux types d'échantillons, les micrométéorites et Wild 2, suggèrent des

origines et des processus de formation multiples de ces composés, ainsi qu'un transport radial à grande échelle dans le disque protoplanétaire qui a duré pendant au moins quelques millions d'années.

Il faut cependant retenir que la mission Stardust n'a échantillonné qu'une comète, parmi une population de plusieurs millions ou plus. Des indications supplémentaires sur l'origine et la composition d'une autre comète seront fournies par la Mission Rosetta, qui va rencontrer la comète 67P/Churyumov-Gerasimenko en 2014. Le retour possible des premiers échantillons d'astéroïde (Itokawa) de la mission Hayabusa en Juin 2010 pourrait nous fournir un moyen supplémentaire d'étudier le lien entre les astéroïdes et les comètes.

CHAPITRE 4. CARACTÉRISATION STRUCTURALE DE LA MATIÈRE CARBONÉE DES MICROMÉTÉORITES ANTARCTIQUES

4. CARACTERISATION STRUCTURALE DE LA MATIERE CARBONEE DES MICROMETEORITES ANTARCTIQUES.....	83
4.1. Introduction.....	84
4.2. Échantillons.....	84
4.3. Résultats.....	87
4.4. Discussion	91
4.4.1. Effets d'oxydation de la matière carbonée lors de l'entrée dans l'atmosphère terrestre	91
4.4.2. Comparaison avec les chondrites carbonées et ordinaires, les particules de poussière interplanétaire (IDPs) et les échantillons Stardust.....	92
4.4.3. Le groupement nitrile (CN)	94
4.5. Conclusions	94

4. Caractérisation structurale de la matière carbonée des micrométéorites antarctiques

*The aim of science is not to open the door to
infinite wisdom, but to set a limit to infinite error.
Bertolt Brecht*

4.1. Introduction

Les micrométéorites “chondritiques” contiennent de la matière carbonée, avec une teneur allant de quelques pourcents (en masse) (0,2-2,8 wt%, Engrand and Maurette, 1998; Maurette *et al.*, 2000; Matrajt *et al.*, 2003; Matrajt *et al.*, 2004), jusqu’à 48-88 vol.% dans le cas des micrométéorites ultracarbonées qui constituent moins de 4% de toutes les particules non fondues (*cf.* Chapitre 5 et Chapitre 3).

Contrairement aux chondrites carbonées, et dans une moindre mesure aux particules de poussières interplanétaires (IDPs) (Allamandola *et al.*, 1987; Wopenka, 1988; Quirico *et al.*, 2005a; Bonal *et al.*, 2006b), la structure et la composition de la matière carbonée d’une seule micrométéorite a été analysée avant cette étude, dans le cadre d’un consortium français pour l’analyse des échantillons Stardust (Gounelle *et al.*, 2006a). Des informations structurales et éventuellement chimiques peuvent être obtenues en utilisant la micro-spectroscopie (μ -spectroscopie) Raman. Cette technique est un puissant outil pour caractériser le degré d’ordre structural des matériaux carbonés polyaromatiques, mais aussi pour distinguer des différences au niveau de la structure de la matière carbonée (Ferrari and Robertson, 2000, 2001) (*cf.* Chapitre 2).

L’objectif de cette étude est d’effectuer des mesures systématiques de la matière carbonée par micro-spectroscopie Raman sur une série de micrométéorites de la collection CONCORDIA, couvrant un large éventail de degré d’altération thermique due à l’entrée atmosphérique. La caractérisation de la matière carbonée désordonnée comme celle présente dans les micrométéorites peut être ambiguë en utilisant une seule longueur d’onde excitatrice. Ainsi deux excitations (514 nm et 244 nm) ont été utilisés sur les micrométéorites ultracarbonées (UCAMMs) (Ferrari and Robertson, 2001). Des mesures utilisant l’excitatrice ultraviolette (244 nm) n’ont pas été possibles sur les autres MMAs car cette méthode exige une forte teneur en matière carbonée. Grâce à cette approche analytique, nous avons pu caractériser le degré d’ordre structural de la matière carbonée des micrométéorites, mettre en évidence des différences structurales avec la matière carbonée des chondrites carbonées et de certains IDPs, et enfin identifier la présence des groupements nitrile ($-\text{C}\equiv\text{N}$).

4.2. Échantillons

Les micrométéorites sélectionnées pour cette étude ont été collectées en Janvier 2006 à proximité de la station CONCORDIA en Antarctique. Nous avons délibérément choisi des échantillons qui présentent une altération thermique croissante liée à leur décélération dans

l'atmosphère terrestre. Ils comprennent des micrométéorites non fondues à grains fins (Fg), partiellement fondues (les scories – Sc ou les échantillons intermédiaires – Fg-Sc) (Figure 4.1) et des sphérules cosmiques, totalement fondues. Cette classification texturale est présentée dans le Chapitre 1 (*cf.* Genge *et al.*, 2008).

Nous avons analysé : 10 micrométéorites à grains fins (Fg), 3 particules ultracarbonées (UCAMMs), 15 particules intermédiaires (à grain fin-scories – Fg-Sc), 10 particules scoriacées (Sc) et 2 sphérules cosmiques (CS) (Figure 4.1 et Tableau 4.1). Les échantillons à grain fin ne montrent pas d'indice indiquant une transformation importante lors de l'entrée l'atmosphérique (*cf.* Chapitre 1). Les échantillons intermédiaires (Fg-Sc) sont caractérisés par la présence d'une coquille complète ou partielle de magnétite, qui montre qu'ils sont partiellement fondus lors de l'entrée dans l'atmosphère. Les micrométéorites scoriacées sont des particules très vésiculaires formées par fusion partielle, et les sphérules cosmiques sont des particules sphériques ou subsphériques dominées par une phase vitreuse, issues d'une fusion complète ou quasi-complète (*cf.* Chapitre 1 et Genge *et al.*, 2008).

Les micrométéorites ont été fragmentées en plusieurs morceaux et un fragment de la particule initiale a été déposé sur une lame de verre pour être analysé. La taille des micrométéorites analysées avant fragmentation s'étendait de 40 μm à 180 μm (Tableau 4.1). Deux fragments d'UCAMMs, différents de ceux mesurés avec une excitation de 514 nm (DC06-09-19 et -119) ont aussi été analysés avec une excitation de 244 nm directement sur la préparation faite pour la NanoSIMS (les grains sont écrasés sur les feuilles d'or, *cf.* Chapitre 5). Pour tous les autres échantillons aucune opération d'écrasement n'a été appliquée pour pouvoir préserver la texture initiale de l'échantillon.

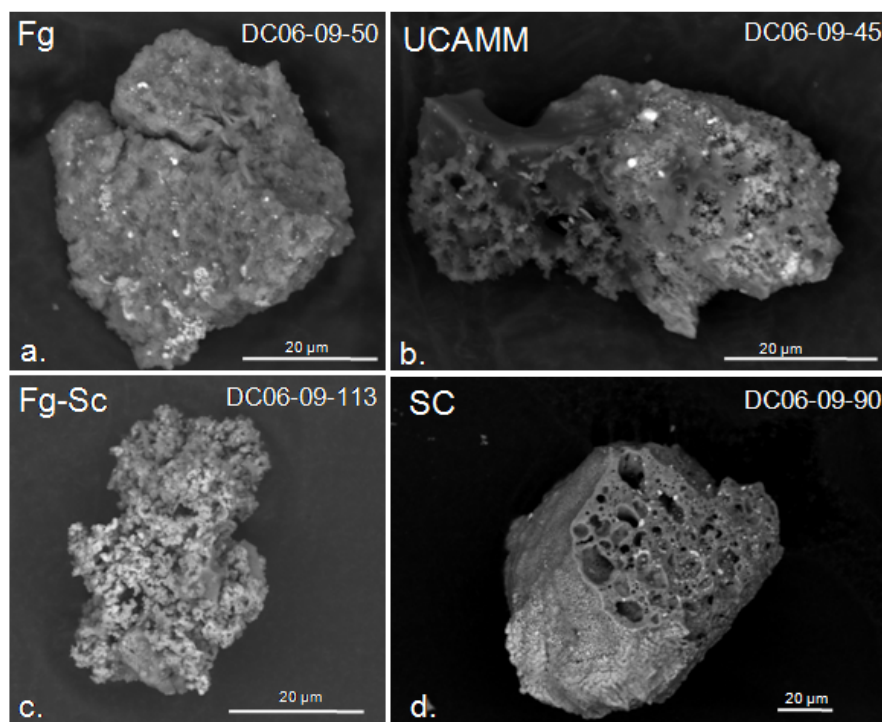


Figure 4.1 Images en électrons rétrodiffusés des surfaces externes des différents fragments de micrométéorites antarctiques (MMA) analysés par micro-spectroscopie Raman (a) à grain fin - Fg; (b) micrométéorite ultracarbonée - UCAMM; (c) particule intermédiaire - Fg-Sc; (d) scorie – Sc. Classification définie dans le Chapitre 1, d'après Genge *et al.* (2008).

No.	Echantillon	Type	Type de préparation	Nombre total de spectres	Nombre de spectres utilisés	Diamètre équivalent (µm)
1	DC06-09-37	Fg	Roche totale	5	1	50
2	DC06-09-50	Fg	Roche totale	13	1	120
3	DC06-09-73	Fg	Roche totale	9	8	100
4	DC06-09-74	Fg	Roche totale	6	3	100
5	DC06-09-84	Fg	Roche totale	11	*†	80
6	DC06-09-150	Fg	Roche totale	4	**‡	60
7	DC06-09-159	Fg	Roche totale	9	3	70
8	DC06-09-192	Fg	Roche totale	7	***‡	60
9	DC06-09-194	Fg	Roche totale	8	6	50
10	DC06-09-243	Fg	Roche totale	8	7	40
11a	DC06-09-19	UCAMM	Roche totale	109	50	60
11b	DC06-09-19	UCAMM	Feuille d'or	80	42	60
12	DC06-09-45	UCAMM	Roche totale	9	9	50
13a	DC06-09-119	UCAMM	Roche totale	29	24	150
13b	DC06-09-119	UCAMM	Feuille d'or	15	14	150
14	DC06-09-49	Fg-Sc	Roche totale	3	*‡	170
15	DC06-09-17	Fg-Sc	Roche totale	8	**†	70
16	DC06-09-38	Fg-Sc	Roche totale	7	**†	60
17	DC06-09-86	Fg-Sc	Roche totale	8	5	70
18	DC06-09-105	Fg-Sc	Roche totale	9	1	70
19	DC06-09-113	Fg-Sc	Roche totale	7	4	90
20	DC06-09-122	Fg-Sc	Roche totale	5	*‡	90
21	DC06-09-163	Fg-Sc	Roche totale	4	**‡	75
22	DC06-09-193	Fg-Sc	Roche totale	18	12	60
23	DC06-09-205	Fg-Sc	Roche totale	1	**‡	40
24	DC06-09-209	Fg-Sc	Roche totale	10	10	60
25	DC06-09-212	Fg-Sc	Roche totale	4	*‡	75
26	DC06-09-224	Fg-Sc	Roche totale	16	4	100
27	DC06-09-228	Fg-Sc	Roche totale	8	***‡	90
28	DC06-09-250	Fg-Sc	Roche totale	6	5	95
29	DC06-09-1	Sc	Roche totale	7	*‡	180
30	DC06-09-21	Sc	Roche totale	8	6	110
31	DC06-09-23	Sc	Roche totale	7	*‡	135
32	DC06-09-55	Sc	Roche totale	3	**‡	80
33	DC06-09-72	Sc	Roche totale	9	***‡	70
34	DC06-09-90	Sc	Roche totale	8	4	125
35	DC06-09-100	Sc	Roche totale	9	7	90
36	DC06-09-108	Sc	Roche totale	2	**†	85
37	DC06-09-124	Sc	Roche totale	8	***‡	80
38	DC06-09-146	Sc	Roche totale	6	**†	60
39	DC06-07-400	CS	Roche totale	5	-	
40	DC06-07-403	CS	Roche totale	6	-	
41	Murchison	CM2	Roche totale	8	2	
42	Murray	CM2	MOI	11	11	
43	Cold Bokkeveld	CM2	MOI	17	17	
44	Alais	C11	MOI	21	16	
45	Semarkona	LL3.0	Roche totale	10	5	
46	Bishunpur	L/LL3.15	Roche totale	10	10	
47	Tagish Lake	Non classifiée C2	MOI	23	22	
Total				519	253	

Tableau 4.1. Echantillons analysés avec une longueur d'onde d'excitation laser de 514 nm pour tous les échantillons sauf DC06-09-19 et DC06-09-119 en préparation "Feuille d'or", qui ont été analysés avec une excitation de 244 nm. Micrométéorites antarctiques : à grain fin – Fg, ultracarbonées – UCAMMs, intermédiaires à grain fin-scories – Fg-Sc, scories – Sc, et sphérules cosmiques – CS ; chondrites (Murchison, Murray, Cold Bokkeveld, Alais, Semarkona, Bishunpur, Tagish Lake). Type de préparation : roche totale – fragment (micrométéorites) ou portion de matrice (météorites) ; Feuille d'or – grains écrasés sur une feuille d'or (montage NanoSIMS); MOI – matière organique insoluble extraite des météorites par attaque chimique. Le nombre de spectres utilisables est nul dans certain cas (*fluorescence élevée et d'absence de signal Raman exploitable, **faible rapport signal sur bruit, ou *** présence de phases non identifiées. ‡bandes G et D non observées ; †bandes G et D observées mais de qualité (intensité, bruit) insuffisante pour être exploitées).

Dans cette étude, nous avons également analysé avec les mêmes paramètres expérimentaux la matière organique insoluble (MOI) et des fragments de matrice de chondrites primitives. Ces objets ont été utilisés pour comparaison avec les micrométéorites.

Les échantillons de matrice ont été extraits de Murchison (CM2), Semarkona (OC, LL 3.0) et Bishunpur (OC, LL 3.15). Des échantillons de la MOI ont été extraits des chondrites carbonées suivantes : Murray (CM2); Cold Bokkeveld (CM2) ; Tagish Lake (C2 non classifiée) et Alais (CI1). Cette matière organique insoluble est extraite par déminéralisation de la roche totale par attaque acide (HF/HCl) (pour plus de détails sur le protocole *cf.* Quirico *et al.*, 2009). Les échantillons de chondrites ont été mis à disposition par le Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris.

4.3. Résultats

Les mesures ont été réalisées sur 38 MMAs (10 Fg, 15 Fg-Sc, 10 Sc et 3 UCAMMs), 2 sphérules cosmiques et 7 chondrites (Tableau 4.1). Les spectres de 25 micrométéorites présentent les bandes G et D du carbone du premier ordre (Figure 4.2). Pour cinq d'entre elles, le faible rapport signal/bruit des spectres, et un fond de fluorescence élevé n'ont pas permis une détermination fiable des paramètres spectraux. Parmi les différents groupes de micrométéorites, 20% de Fg, 40% des Fg-Sc et 50% de Sc ne présentent pas les bandes caractéristiques du carbone. Les bandes D et G du carbone n'ont pas été observées dans les deux sphérules cosmiques analysés.

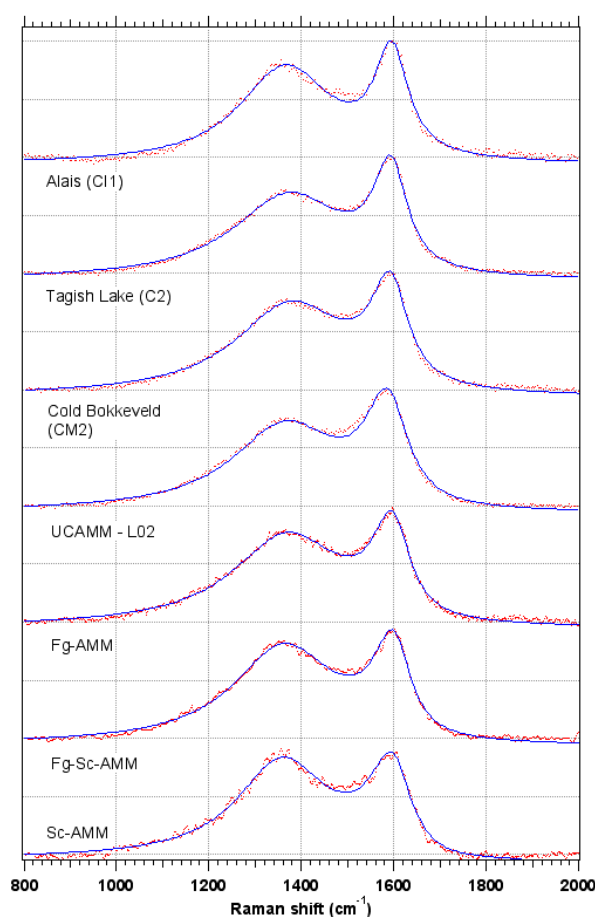


Figure 4.2. Spectres Raman normalisés (514 nm) représentatifs des échantillons analysés (de haut en bas : Alais (CI1), Tagish Lake (C2), Cold Bokkeveld (CM2) ; micrométéorite ultracarbonée (UCAMM), à grain fin (Fg), à grain fin–scorie (Fg-Sc) et scorie (Sc).

Les spectres Raman à 514 nm sont caractérisés par des bandes G et D larges, superposées à un fond de fluorescence qui présente une intensité variable. Les paramètres spectraux sont obtenus à partir de l'ajustement LBWF de 253 spectres (Tableau 4.2). Les

positions au pic des bandes D et G varient entre 1344 cm^{-1} et 1373 cm^{-1} , et entre 1578 cm^{-1} et 1603 cm^{-1} , respectivement. Les rapports d'intensités des bandes D et G varient entre 0,76 et 1,32. Les largeurs à mi-hauteur des bandes D et G sont comprises entre $\sim 200\text{ cm}^{-1}$ et 300 cm^{-1} , et $\sim 85\text{ cm}^{-1}$ et 135 cm^{-1} , respectivement. L'analyse en composantes principales révèle que plus de 95% de la variance est expliquée par six composantes principales. Elle démontre surtout que les paramètres FWHM-G, ω_G et I_D/I_G sont les meilleurs traceurs spectraux, présentant les meilleures corrélations avec composantes principales (Figure 4.3).

Echantillon	Nombre de spectres utilisés	I_D/I_G	1σ	$\omega_D\text{ cm}^{-1}$	1σ	$\omega_G\text{ cm}^{-1}$	1σ	FWHM-D cm^{-1}	1σ	FWHM-G cm^{-1}	1σ
Fg											
DC06-09-37	1	1,13		1364,2		1588,4		271,7		108,8	
DC06-09-50	1	0,99		1371,2		1593,3		284,5		100,9	
DC06-09-73	8	0,98	0,10	1371,8	8,0	1595,0	4,2	293,9	23,9	102,1	14,1
DC06-09-74	3	1,11	0,10	1372,2	7,2	1589,3	3,6	290,1	26,2	110,7	18,2
DC06-09-159	3	1,02	0,04	1360,9	3,0	1596,2	2,4	294,1	15,4	91,9	6,0
DC06-09-194	6	1,01	0,03	1356,1	3,4	1584,6	1,2	246,3	13,4	120,2	4,1
DC06-09-243	7	0,91	0,10	1361,7	3,1	1577,9	4,1	288,9	12,5	121,5	5,0
UCAMM											
DC06-09-19	22	0,89	0,08	1363,6	2,9	1586,6	4,2	284,3	15,2	109,2	8,9
DC06-09-45	9	1,00	0,06	1358,1	2,4	1579,2	5,3	292,5	18,1	122,5	9,8
DC06-09-119	52	0,86	0,06	1364,8	2,4	1582,7	3,3	291,4	17,7	114,1	6,8
Fg-Sc											
DC06-09-86	5	1,20	0,04	1358,4	4,7	1587,7	3,0	251,7	31,4	126,4	7,7
DC06-09-105	1	1,05		1352,1		1586,6		189,1		110,3	
DC06-09-113	4	1,08	0,04	1353,5	5,7	1587,1	2,4	263,8	7,4	115,8	9,7
DC06-09-193	12	1,06	0,07	1361,4	1,9	1595,4	1,2	261,8	9,6	104,4	4,3
DC06-09-209	10	1,02	0,04	1370,9	5,3	1586,4	2,9	301,0	20,8	109,0	5,6
DC06-09-224	4	1,03	0,03	1357,9	2,9	1596,8	1,2	245,8	11,3	98,8	4,6
DC06-09-250	5	1,32	0,08	1369,6	5,8	1600,5	10,3	250,4	9,6	130,3	6,2
Sc											
DC06-09-21	6	1,07	0,03	1355,5	2,4	1594,9	1,2	236,4	4,2	105,1	4,4
DC06-09-90	4	1,10	0,08	1354,7	3,7	1587,9	3,6	229,4	36,3	113,2	10,8
DC06-09-100	7	1,16	0,05	1357,0	3,5	1592,3	2,6	259,1	13,9	121,7	4,4
Météorites											
Murchison	2	0,97	0,01	1366,6	0,2	1592,6	0,3	258,6	4,9	95,2	1,2
Murray	11	0,91	0,02	1364,0	1,0	1591,2	1,1	263,0	9,7	100,2	3,0
Cold Bokkeveld	17	0,90	0,03	1371,7	4,1	1591,0	2,2	280,4	18,4	97,2	1,3
Tagish Lake	22	0,82	0,01	1370,3	1,1	1592,2	0,7	292,7	3,7	88,4	1,2
Alais	16	0,92	0,02	1366,3	1,4	1594,6	0,4	242,0	4,3	85,2	1,2
Semarkona	5	0,76	0,01	1357,3	1,8	1602,2	0,8	249,8	3,8	68,8	1,5
Bishunpur	10	0,94	0,06	1344,3	0,9	1602,8	0,7	157,4	16,2	71,6	2,1

Tableau 4.2. Paramètres spectraux (positions des pics $\omega_{D,G}$, rapport des intensités des pics I_D/I_G et largeur à mi-hauteur FWHM-D, G) des bandes D et G observées dans les micrométéorites antarctiques (MMAs) (à grain fin – Fg ; ultracarbonées – UCAMM ; intermédiaires - à grain fin-scories – Fg-Sc et scoriacées – Sc) et des météorites (fragments de matrice extraits de Murchison - CM2, Semarkona - OC, LL 3.0 et Bishunpur - OC, LL 3.15 ou matière organique insoluble extraite de Murray - CM2; Cold Bokkeveld - CM2; Tagish Lake - C2 et Alais - CII). Les valeurs moyennes et écarts types sont donnés.

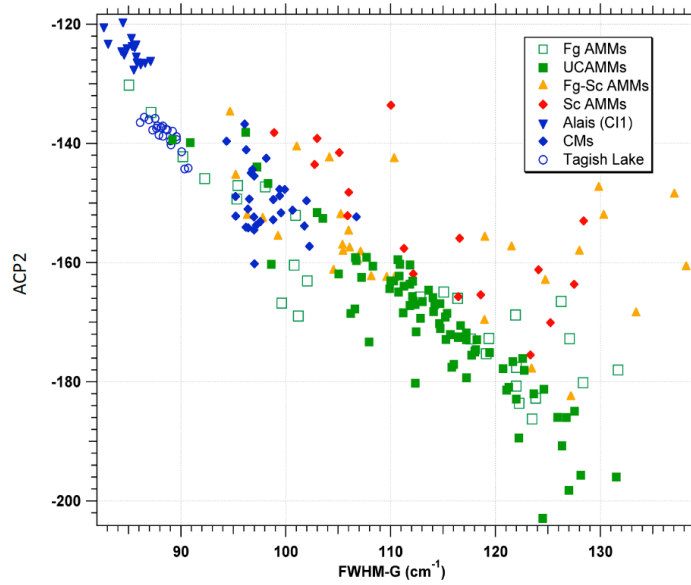


Figure 4.3. Représentation graphique des données de l'analyse en composantes principales (ACP) en fonction de la largeur totale à mi-hauteur (FWHM) de la bande G pour les micrométéorites non fondues (carrés verts pleins – Fg et ouverts – UCAMM), les micrométéorites intermédiaires (triangles oranges – Fg-Sc), les micrométéorites partiellement fondues (losanges rouges – Sc) et les météorites utilisées comme standard (cercles bleus – Tagish Lake, triangles bleus – Alais - CI1 et les losanges bleus – les météorites de type CM : Murchison, Murray, Cold Bokkeveld).

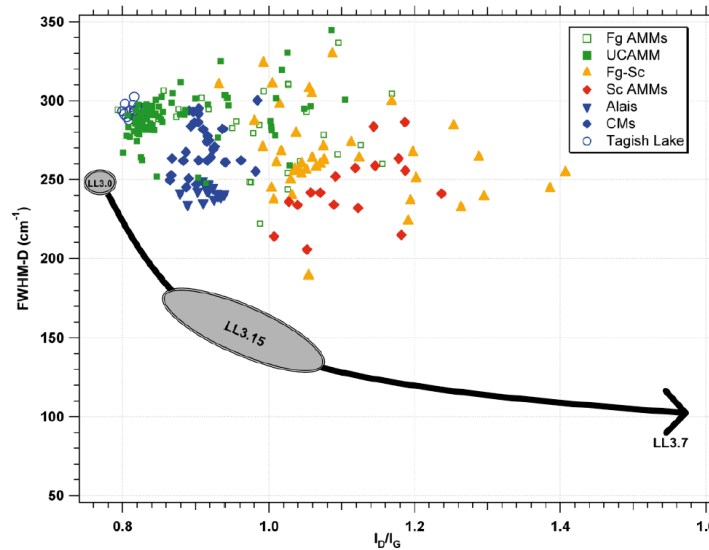


Figure 4.4. Paramètres spectraux caractérisant la largeur à mi-hauteur (FWHM) de la bande D par rapport aux rapports d'intensité des bandes D et G (I_D/I_G) pour la matière carbonée des micrométéorites à grain fin (Fg, carrés verts pleins), des ultracarbonées (UCAMM, carrés verts ouverts), des intermédiaires (Fg-Sc, triangles oranges), des scories (Sc, losanges rouges) et des météorites utilisées comme références (C2, Tagish Lake – cercles bleus ; CI1, Alais – triangles bleus et CM, Murchison, Murray, Cold Bokkeveld – losanges bleus). La flèche indique une maturation croissante de la matière carbonée pour les chondrites ordinaires non équilibrée (LL3.0 Semarkona, LL3.15 Bishunpur, et LL3.7 chondrite Parnallee) (cf. Bonal *et al.*, 2006a).

Dans le diagramme FWHM-D vs. I_D/I_G (Figure 4.4) on peut distinguer clairement les micrométéorites, les chondrites CI, CM et la chondrite C2 Tagish Lake, des météorites chondritiques métamorphisées (série des LL3). Le diagramme FWHM-G vs. ω_G montre une corrélation linéaire de ces paramètres mesurés dans les UCAMMs et les Fg, tandis que les paramètres relatifs aux objets Sc et Fg-Sc se situent hors de cette tendance (Figure 4.5). Les chondrites carbonées forment trois régions distinctes dans le même diagramme (Figure 4.5).

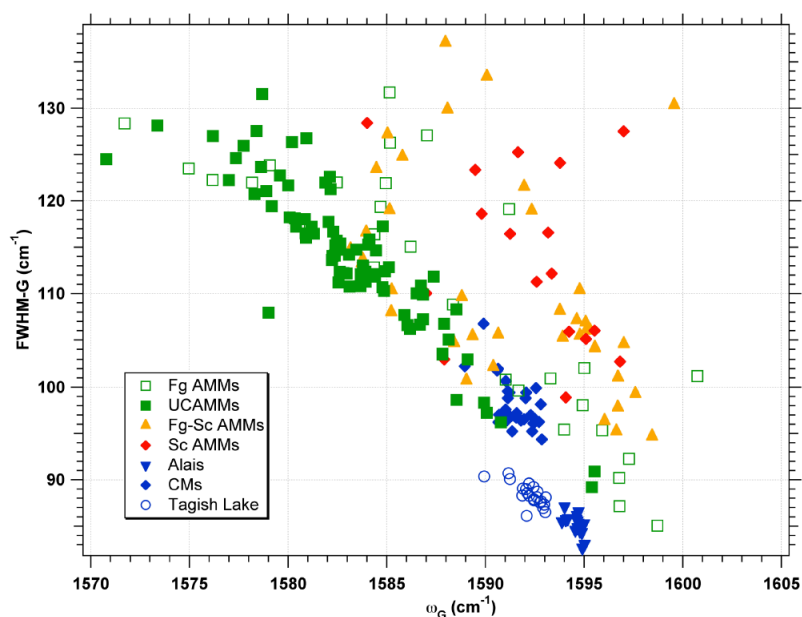


Figure 4.5. Paramètres spectraux caractérisant la largeur à mi-hauteur (FWHM) de la bande G vs. la position de la bande G (ω_G) de la matière carbonée des micrométéorites à grain fin (Fg, carrés verts pleins), des ultracarbonées (UCAMM, carrés verts ouverts), des intermédiaires (Fg-Sc, triangles oranges), des scories (Sc, losanges rouges) et des météorites (C2, Tagish Lake – cercles bleus; CI1, Alais – triangles bleus; CM : Murchison, Murray, Cold Bokkeveld – losanges bleus).

Les spectres Raman des micrométéorites ultracarbonées mesurés avec une excitatrice de 244 nm sont caractérisés par :

- l'absence de fluorescence
- un rapport faible des intensités des bandes (I_D/I_G)
- une valeur de position du pic de la bande G plus élevée par rapport à la position du pic mesuré avec 514 nm (autour de 1600 cm^{-1}) (Figure 4.6 et Tableau 4.3)

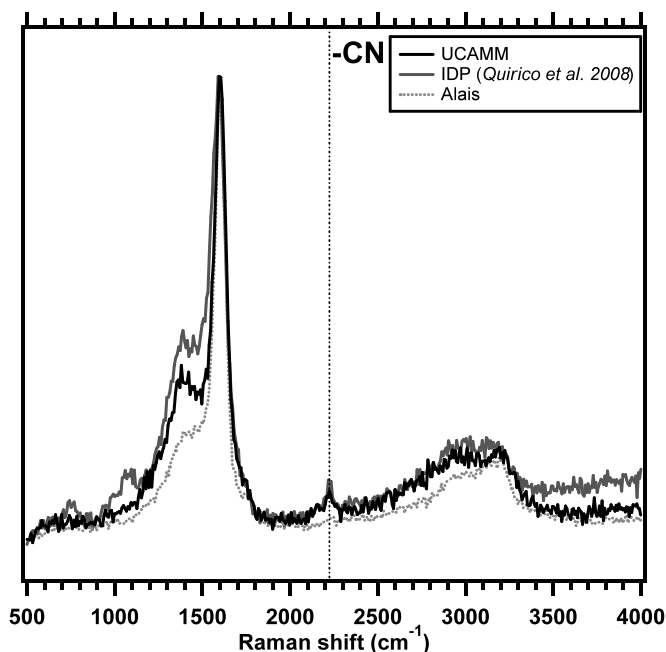


Figure 4.6. Spectres Raman UV (244 nm) d'une micrométéorite antarctique ultracarbonée (UCAMM – fragment de la particule DC06-09-119) et une particule de poussière interplanétaire (IDP) (L2008x3, Quirico *et al.*, 2008) et du météorite Alais (CI1). Le groupement nitrile ($\text{C}\equiv\text{N}$) est identifié dans l'UCAMM et l'IDPs.

Dans les spectres d'un fragment de l'UCAMM DC06-09-119 nous avons identifié le groupement nitrile ($-C\equiv N$) par la bande d'étirement à 2224 cm^{-1} (Figure 4.6). Celui-ci avait été également détecté dans l'IDP L2008x3 (Quirico *et al.*, 2008). Dans la matière organique insoluble des chondrites carbonées, le groupement nitrile apparaît au mieux comme une signature très faible, à la limite de détection (*cf.* Alais dans la Figure 4.6).

Echantillon	Excitation (nm)	I_D/I_G	1σ	$\omega_D\text{ cm}^{-1}$	1σ	$\omega_G\text{ cm}^{-1}$	1σ	FWHM-D		FWHM-G	
								cm^{-1}	1σ	cm^{-1}	1σ
DC06-09-119	244	0,33	0,02	1380,3	5,8	1597,3	3,6	253,5	7,6	85,2	2,8
	514,5	0,86	0,06	1364,8	2,4	1582,7	3,3	291,4	17,7	114,1	6,8
DC06-09-19	244	0,27	0,01	1406,4	12,8	1604,1	3,4	245,1	28,0	83,4	3,8
	514,5	0,89	0,08	1363,6	2,9	1586,6	4,2	284,3	15,2	109,2	8,9

Tableau 4.3. Paramètres spectraux des bandes D et G de la matière carbonée des micrométéorites ultracarbonées (UCAMM) (les positions des pics $\omega_{D,G}$, le rapport des intensités des pics I_D/I_G et la largeur à mi-hauteur des bandes FWHM-D, G). Les mesures ont été réalisées avec deux longueurs d'onde (244 nm et 514 nm). Les valeurs moyennes et les écarts typés sont aussi présentés.

4.4. Discussion

4.4.1. Effets d'oxydation de la matière carbonée lors de l'entrée dans l'atmosphère terrestre

L'analyse par μ -spectroscopie Raman de la série d'MMAs révèle que 25 des 38 échantillons contiennent une matière carbonée polyaromatique. L'absence de détection des bandes G et D dans $\sim 35\%$ des échantillons peut être interprétée par :

- l'absence de matière carbonée initialement dans l'échantillon;
- la destruction de la matière carbonée durant la décélération dans l'atmosphère ;
- la nature brute des échantillons, qui n'a pas permis d'optimiser l'intensité du signal et peut avoir conduit à l'absence de détection des bandes du premier ordre du carbone, même en présence de matière carbonée.

Le diagramme FWHM-G *vs.* ω_G (Figure 4.5) montre que les scories et les micrométéorites intermédiaires se situent légèrement en dehors de la tendance linéaire formée par les micrométéorites à grain fin et par les UCAMMs. Cette observation suggère que la matière carbonée a probablement subi des processus d'oxydation dans l'atmosphère terrestre. L'oxydation de la matière carbonée est un processus bien connu en géochimie. Les kérogènes et les charbons exposés à l'atmosphère ambiante, même dans les conditions du laboratoire, peuvent être oxydés (Van Krevelen, 1993). Cette altération thermique n'est pas comparable au métamorphisme sur le corps parent car elle n'a pas affecté de façon significative la structure de la matière carbonée des micrométéorites. À la suite de ce processus d'oxydation, des atomes d'oxygène s'insèrent dans le réseau macromoléculaire, formant de nouvelles liaisons chimiques et transformant les unités polyaromatiques. Cette modification de la structure polyaromatique a été mise en évidence par spectroscopie Raman sur une série de charbons de différentes maturités (Raynal, 2003). Les micrométéorites à grain fin qui se trouvent en dehors de la tendance générale ont pu subir de faibles processus d'oxydation, qui ne sont pas détectés par la classification texturale (*cf.* Chapitre 1 et Genge *et al.*, 2008). Ces résultats montrent que la spectroscopie Raman peut être utilisée comme outil complémentaire pour la classification systématique des micrométéorites. La dernière étape de ce processus d'oxydation est la perte totale de la matière carbonée. Des évidences suggèrent que ces

processus ont eu lieu pendant la décélération à l'entrée atmosphérique car la proportion de micrométéorites dans lesquelles la matière carbonée n'a pas été détectée augmente avec l'altération thermique des particules, des non fondues (Fg et UCAMM) jusqu'aux particules complètement fondues (CS) dans lesquelles les bandes du carbone ne sont pas détectées. Dans le cas de non-détection de la matière carbonée dans les micrométéorites non fondues à grain fin, nous favorisons l'interprétation d'un effet instrumental (absence d'une surface plane des échantillons).

4.4.2. Comparaison avec les chondrites carbonées et ordinaires, les particules de poussière interplanétaire (IDPs) et les échantillons Stardust

Les spectres Raman des micrométéorites sont visuellement différents de ceux obtenus sur des chondrites carbonées (Figure 4.2). Les chondrites carbonées étudiées avec la longueur d'onde 514 nm se trouvent dans trois régions différentes dans le diagramme des paramètres FWHM-G *vs.* ω_G (Figure 4.5). Cette observation suggère des différences dans leur structure polyaromatique. Quelques mesures obtenues dans les micrométéorites à grain fin ont des paramètres FWHM-G et ω_G similaires aux chondrites carbonées. Cependant la plupart des UCAMMs, et au moins la moitié des micrométéorites à grain fin présentent des valeurs des positions au pic (ω_G) inférieures et des largeurs à mi-hauteur de la bande G (FWHM-G) supérieures à celles des chondrites carbonées. Les spectres Raman des micrométéorites ultracarbonées réalisées avec une longueur d'onde de 244 nm présentent également des différences significatives avec les chondrites carbonées: par exemple, le rapport I_D/I_G est plus élevé dans le cas des UCAMMs, et les bandes du premier ordre du carbone ressemblent davantage à celles de la particule de poussière interplanétaire L2008x3 (Figure 4.6). Les mesures obtenues à 244 nm aident également à discriminer les deux familles d'échantillons (MMAs *vs.* CCs). La structure polyaromatique de la matière carbonée présente dans les micrométéorites n'est pas strictement similaire à celle observée dans les météorites chondritiques carbonées de type C1 et C2. L'obtention de résultats concordants avec deux longueurs d'onde excitatrices différentes conforte les résultats obtenus.

Deux autres paramètres spectraux comme la largeur à mi-hauteur de la bande D (FWHM-D) et le rapport des intensités des bandes D et G (I_D/I_G) (Bonal *et al.*, 2006a), montrent différents degrés de maturités entre la matière carbonée des chondrites ordinaires (OCs) et celle des micrométéorites et CCs. Ces deux paramètres caractérisent le degré d'ordre structural de la matière carbonée polyaromatique et ils sont des traceurs du degré de métamorphisme (Bonal *et al.*, 2006a). Les variations de ces paramètres impliquent que :

- la matière carbonée des micrométéorites n'est pas modifiée de façon significative par le métamorphisme thermique comme pour les OCs;
- les MMAs et les OCs ont des histoires différentes en ce qui concerne la nature et l'origine des leurs corps parents;
- la matière carbonée des MMAs présente plus d'affinités avec celle des CCs qu'avec celle des OCs.

Ces résultats sont en accord avec les observations antérieures (Kurat *et al.*, 1994; Engrand and Maurette, 1998) qui suggèrent que les micrométéorites qui ont une taille qui varie entre 25 μm et 400 μm sont plus liés aux CCs qu'aux OCs. Les micrométéorites plus grandes (> 500 μm) collectés dans la chaîne des montagnes Transantarctiques (van Ginneken *et al.*, 2008) montrent des relations avec les OCs (van Ginneken *et al.*, 2008; Suavet *et al.*, 2009; van Ginneken *et al.*, 2009). Les mesures Raman de cette étude montrent des différences significatives entre la matière carbonée des micrométéorites et des OCs, renforçant la

similarité avec les Ccs, et la différence avec les grandes MMAs des montagnes Transantarctiques.

L'analyse en composante principale (ACP) est utilisée dans cette étude pour faciliter la compression des données en diminuant le nombre de dimensions sans une perte importante d'informations. Une corrélation entre les ACP d'un côté et les FWHM-G, ω_G et le rapport I_D/I_G d'un autre suggère que ces trois dernières sont les traceurs les plus sensibles du degré de maturité de la matière carbonée. Le paramètre FWHM-D est plus sensible pour les objets modifiés thermiquement par le métamorphisme.

Les spectres Raman obtenus avec une longueur d'onde de 514 nm montrent des données homogènes entre les micrométéorites à grain fin et les ultracarbonées. Tous les spectres sont superposés sur un fond de fluorescence. Les bandes D et G sont larges et montrent la présence des matériaux très désordonnés. Même si les résultats des mesures Raman UV (244 nm) présentent des similarités entre la structure de l'UCAMM DC06-09-119 et celle d'une particule de poussière interplanétaire (Figure 4.6) (*cf.* L2008X3, Quirico *et al.*, 2008), et que les IDPs ont également des positions de la bande G basses comme celles des micrométéorites (Quirico *et al.*, 2005a), il est peu probable que toutes les IDPs soient similaires aux MMAs. Wopenka *et al.* (1988) et Bonal *et al.* (2006b) montrent que certaines IDPs ont subi un épisode de métamorphisme thermique sur leur corps parent, et elles ont donc certainement une origine astéroïdale. De plus, les spectres Raman à 514 nm d'IDPs présentent des variations plus importantes de l'intensité du fond de fluorescence et de la forme globale des bandes du premier ordre du carbone (Allamandola *et al.*, 1987; Wopenka, 1988; Quirico *et al.*, 2005a; Bonal *et al.*, 2006b). La matière carbonée légèrement graphitisée est parfois identifiée dans les IDPs au microscope électronique en transmission (Rietmeijer, 1992). La signature du graphite n'a pas été détectée dans les micrométéorites et les CCs par la spectroscopie Raman dans cette étude, mais cette détection dépend du volume analysé et de la taille des cristaux des graphites. Les observations par microscopie électronique en haute résolution (*cf.* Chapitre 5) des micrométéorites ultracarbonées montrent une contribution très mineure (< 1%) du graphite dans la matière carbonée des UCAMMs (Dobrică *et al.*, 2009b). Une analyse systématique, employant plusieurs longueurs d'onde excitatrices, est nécessaire dans le cas des IDPs pour mieux comprendre la nature de l'hétérogénéité de la matière carbonée.

Les analyses des échantillons de la comète Wild 2 montrent la présence des composés carbonés qui ont subi de faibles altérations pendant la collecte dans l'aérogel (Sandford *et al.*, 2006). Les mesures Raman de la matière carbonée cométaire montrent des similarités avec les résultats obtenus sur les micrométéorites, comme par exemple la présence des bandes D et G qui indiquent la présence de la matière carbonée polyaromatique. Cependant, les mesures ne sont pas strictement comparables car elles sont faites avec des conditions expérimentales différentes. En première approximation, les paramètres spectraux de Wild 2 semblent similaires à ceux des MMAs, des IDPs et de la plupart des météorites primitives (Rotundi *et al.*, 2008).

Les micrométéorites ultracarbonées présentent des enrichissements importants en deutérium (*cf.* Chapitre 5 et Duprat *et al.*, 2010). Wopenka (1988) propose que les enrichissements en deutérium des IDPs soient liés à la présence de matière carbonée désordonnée. Ce résultat n'a toutefois pas été retrouvé dans les mesures systématiques des chondrites (Alexander *et al.*, 2007), et aucune différence structurale majeure n'apparaît entre les paramètres spectraux des UCAMMs très enrichies en D et des micrométéorites à grain fin. Il semble donc pas y avoir des relations entre la structure et la composition isotopique de la matière carbonée ces objets.

4.4.3. Le groupement nitrile (CN)

Les spectres Raman UV à 244 nm montrent pour la première fois la présence du groupement nitrile ($\text{-C}\equiv\text{N}$) dans une micrométéorite ultracarbonée (DC06-09-119). Le signal à 2224 cm^{-1} est généralement attribué à ce groupement (Ferrari *et al.*, 2003). Sa présence montre que la structure polyaromatique de cette UCAMM contient des radicaux CN.

Un signal comparable du groupement nitrile a aussi été observé dans une IDP (L2008X3, Quirico *et al.*, 2008) et un signal plus faible est également détecté dans la matière organique insoluble des chondrites carbonées (Figure 4.6). Cette faible abondance peut être le résultat du protocole de déminéralisation par attaque acide, car HCl réagit avec ce groupement chimique (Carrasco *et al.*, 2009). Toutefois, il pourrait également être le résultat de l'action des processus hydrothermaux sur le corps parent (Sephton *et al.*, 2003). Cette dernière hypothèse est cohérente avec le fait que les chondrites les moins altérées par l'eau, par exemple les météorites de type CRs, présentent les enrichissements les plus élevés en $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$, ce qui pourrait signer une meilleure préservation de la phase porteuse de l'azote dans la MOI (Alexander *et al.*, 2007).

Les comètes sont riches en matière organique, et HCN et CN ont été observés dans la phase gazeuse de plusieurs comètes (Arpigny *et al.*, 2003). Bien que l'origine du radical CN dans les comètes à des distances supérieures à 3 unités astronomiques reste une question ouverte, sa présence dans la phase gazeuse cométaire pourrait résulter de la dégradation thermique de grains micrométriques composés de matière organique réfractaire complexe (Ahearn *et al.*, 1986; Kissel *et al.*, 1986a; Kissel *et al.*, 1986b; Fray *et al.*, 2005). Le groupement CN est en effet plus labile sous l'effet de la température que les atomes d'azote présents dans les hétérocycles du réseau macromoléculaire de la MOI. La phase porteuse du radical CN observé dans les sources distribuées des comètes pourrait donc provenir partiellement d'un groupement nitrile provenant de matière organique réfractaire. Fomenkova *et al.*, (1992; 1994; 1999) ont posé des contraintes sur la composition de la matière organique présente sous forme solide dans les grains de poussières de la comète Halley (analyses PUMA). En ce qui concerne les phases porteuses de l'azote, la présence de polymères de HCN sous forme solide n'a pas été démontrée dans ces analyses (Fomenkova *et al.*, 1994), mais des polymères de type cyanopolynes ($\text{-C}\equiv\text{C-C}\equiv\text{N}$) pourraient faire partie des différents composés carbonés identifiés dans la comète de Halley (Fomenkova, 1999).

La signature Raman du radical CN détectée à 2224 cm^{-1} dans l'UCAMM DC06-09-119 n'est pas compatible avec celle des polymères de HCN, mais ne permet pas d'identifier la nature exacte du composé porteur de ce radical. La forte abondance de CN dans cette UCAMM suggère toutefois une origine cométaire de cette particule, comme l'indiquent également sa forte teneur en carbone et son enrichissement en deutérium (*cf.* Chapitre 5).

4.5. Conclusions

Nous avons caractérisé par spectroscopie Raman, en utilisant deux longueurs d'onde excitatrice (514 nm et 244 nm), la matière carbonée des différents types de micrométéorites de la collection CONCORDIA. Cette étude montre que la matière carbonée de ces micrométéorites n'est pas similaire à un seul type d'échantillons de matière extraterrestre déjà connue (météorite, IDPs, Stardust), mais possède une signature primitive unique.

Les principaux résultats de notre étude sont les suivants:

- ~ 65% des micrométéorites analysées contiennent une quantité importante de matière carbonée comme le montre la présence des bandes D et G du carbone, indiquant la présence de matière carbonée primitive désordonnée ;
- les proportions d'échantillons dans lesquelles le carbone n'est pas identifié augmentent depuis les Fg jusqu'aux Sc, et il n'y a pas de carbone détecté dans les CSs. Ces résultats suggèrent qu'une proportion croissante de carbone est perdue lors d'un échauffement croissant pendant la décélération à l'entrée atmosphérique. En l'absence de corrélation avec le type textural des micrométéorites, ce résultat pourrait également résulter d'effet instrumentaux (absence d'une surface plane qui n'a pas permis d'optimiser l'intensité du signal Raman), ou simplement révéler l'absence d'une teneur significative en matière carbonée dans les micrométéorites ;
- la faible dispersion des paramètres spectraux des Sc par rapport aux micrométéorites non fondues peut être produit par des réactions d'oxydation de la matière carbonée à l'entrée atmosphérique ;
- l'analyse en composante principale montre des corrélations avec le FWHM-G, ω_G et I_D/I_G qui sont des traceurs sensible au degré de maturité de la matière carbonée ;
- les mesures Raman montrent que la matière carbonée des micrométéorites et celle des chondrites ordinaires ne sont pas liées. Les MMAs sont plus similaires aux CCs, bien qu'il y ait de petites différences de leurs paramètres structuraux. Ceci est cohérent avec les résultats précédents des caractérisations chimiques, minéralogiques et isotopiques (*e.g.* Kurat *et al.*, 1994; Engrand and Maurette, 1998) ;
- les spectres Raman de la matière carbonée de micrométéorites à grain fin et des ultracarbonées ne montrent pas de différences significatives même si leurs compositions isotopiques sont différentes : il n'y a pas de corrélation entre l'enrichissement en deutérium et la structure de la matière carbonée ;
- l'identification pour la première fois du radical CN dans une UCAMM suggère une origine cométaire pour ces objets.

CHAPITRE 5. LES MICROMÉTÉORITES ULTRACARBONÉES : UNE NOUVELLE FAMILLE DE GRAINS COMÉTAIRES?

5. LES MICROMETEORITES ULTRACARBONEES : UNE NOUVELLE FAMILLE DE GRAINS COMETAIRES?	97
5.1. Echantillons et méthodes d'analyses	98
5.2. Résultats	100
5.2.1. Etude des microstructures et compositions par microscopie électronique en transmission.....	100
5.2.1.1. Matière carbonée	100
5.2.1.2. Phases minérales	102
5.2.1.2.1. Phases cristallines.....	103
5.2.1.2.2. Des objets similaires aux GEMS	108
5.2.1.2.3. Microtextures ignées	110
5.2.2. Mesure des compositions isotopiques par NanoSIMS	114
5.3. Discussion	117
5.3.1. Structure de la matière carbonée	117
5.3.2. Formation des minéraux des UCAMMs	118
5.3.3. Origine des UCAMMs	120
5.3.4. Origine des enrichissements en deutérium.....	121
5.3.5. Hétérogénéité isotopique de la matière carbonée.....	121
5.4. Conclusions	123

5. Les micrométéorites ultracarbonées : une nouvelle famille de grains cométaires?

“The scientist is not a person who gives the right answers, (s)he’s one who asks the right questions.”

Claude Lévi-Strauss

Les résultats de ce chapitre concernent les micrométéorites ultracarbonées (*UltraCarbonaceous Antarctic Micrometeorites* – UCAMMs). Les UCAMMs sont dominées par la matière carbonée, dans laquelle sont incluses différentes phases minérales, cristallines et vitreuses. Les composantes carbonées et minérales sont décrites dans ce chapitre grâce aux observations minéralogiques et pétrographiques par microscopie électronique en transmission et aux mesures isotopiques réalisées à la NanoSIMS-50 (MNHN Paris).

L’étude isotopique a été publiée dans l’article : *Extreme Deuterium Excesses in Ultracarbonaceous Micrometeorites from Central Antarctic Snow*. Duprat J., Dobrica E., Engrand C., Aleon J., Marrocchi Y., Mostefaoui S., Meibom A., Leroux H., Rouzaud J.-N., Gounelle M., and Robert F. (2010), *Science* 328(5979), 742-745.

La caractérisation minéralogique de ces UCAMMs fera l’objet d’un article en préparation : *Transmission Electron Microscopy of CONCORDIA UltraCarbonaceous Antarctic MicroMeteorites: mineralogical properties*. E. Dobrică, C. Engrand, H. Leroux, J.-N. Rouzaud, J. Duprat.

5.1. Echantillons et méthodes d’analyses

Parmi les dernières collections de micrométéorites antarctiques dans la neige à Dôme C (2002 et 2006, cf. Chapitre 1), nous avons identifié des particules riches en carbone appelées micrométéorites ultracarbonées (UCAMMs) (Dobrică *et al.*, 2008 ; Dobrica *et al.*, 2009; Dobrică *et al.*, 2009b).

Quatre micrométéorites ultracarbonées (DC06-09-45, DC02-09-41, DC06-09-19 et DC06-09-119, dans le texte suivant appelées #45, #41, #19 et #119) sont analysées dans cette étude (Figure 5.1 et Tableau 5.1). Les tailles et les masses (calculées*) des UCAMMs analysées sont reportées dans le Tableau 5.1. Des fragments des particules #45 et #19 et d’une particule entière (#41) sont étudiées en sections ultramines par microscopie électronique en transmission (MET) analytique et en haute résolution (MET-HR) (cf. Chapitre 2 pour la description des méthodes d’analyses). D’autres fragments des mêmes micrométéorites ultracarbonées (#19 et #119 – Figure 5.2) ont été écrasées sur des feuilles en or et analysés isotopiquement grâce au service national NanoSIMS-50 (LMCM-MNHN Paris) (cf. Chapitre 2).

*La masse des particules est calculée en supposant une densité de 2,5 g.cm⁻³ pour la partie silicate et 1,2 g.cm⁻³ pour la partie carbonée et en utilisant l’approximation d’un ellipsoïde ($\frac{4}{3} \cdot \pi \cdot a^2 \cdot b \cdot d$ où a – demi-petit axe mesuré sur les images MEB, b – demi-grand axe, d – densité).

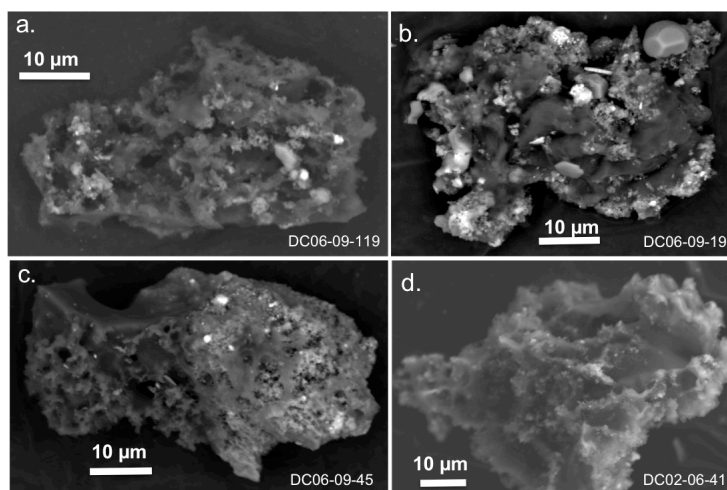


Figure 5.1 Micrographies électroniques en électrons rétrodiffusés (a-c) et secondaires (d) de la surface extérieure de fragments des micrométéorites ultracarbonées (UCAMM) (a-c) et d'une particule entière de micrométéorite ultracarbonée (d).

Echantillon	Taille (µm)	Masse (µg)	Type de préparation	MET, MET-HR	NanoSIMS
DC06-09-45	40 x 80	0,1	Fragment - Sections ultraminces	*	
DC02-09-41	50 x 75	0,1	Particule entière - Sections ultraminces	*	
DC06-09-19	50 x 80	0,2	Fragment - Sections ultraminces - Ecrasé sur feuille d'or	*	*
DC06-09-119	110 x 275	2,3	Fragment - Ecrasé sur feuille d'or		*

Tableau 5.1. Tailles, masses et type de préparation de chaque micrométéorite ultracarbonée analysée par microscopie électronique en transmission (DC06-09-45, DC06-09-41 et DC06-09-19) et à la NanoSIMS (DC06-09-19 et DC06-09-119). La masse a été calculée en utilisant une approximation d'ellipsoïde et une densité de $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$ pour la portion silicatée, et $1,2 \text{ g.cm}^{-3}$ pour la partie carbonée (les proportions ont été estimées d'après le niveau de gris sur l'image en électrons rétrodiffusés).

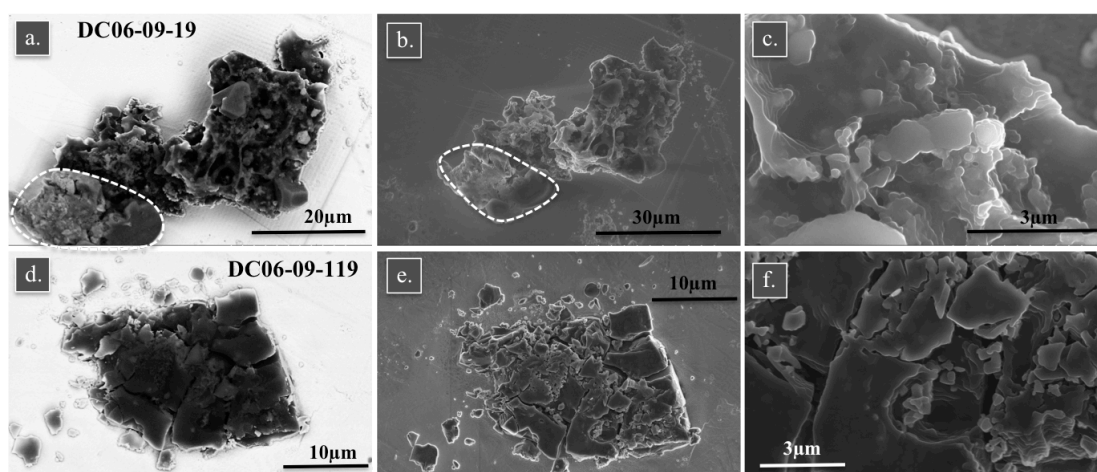


Figure 5.2. Micrographies en électrons rétrodiffusés (a, d) et secondaires (b, c, e, f) de fragments de micrométéorites ultracarbonées (DC06-09-19 – a-c ; DC06-09-119 – d-f) écrasés sur des feuilles en or et analysé à la NanoSIMS-50 (e-f – zoom des micrographies en électrons secondaires). Le contour en pointillés désigne une zone qui pourrait être une contamination (*cf.* aussi section 5.2.2).

5.2. Résultats

5.2.1. Etude des microstructures et compositions par microscopie électronique en transmission

5.2.1.1. Matière carbonée

La matière carbonée est la phase dominante des quatre UCAMMs étudiées. A grande échelle, elle présente une morphologie homogène qui enrobe des phases minérales qui sont généralement de taille sub-micrométrique. L'étude de la matière carbonée en microscopie électronique en transmission à haute résolution montre qu'elle est fortement désorganisée et présente différents degrés de désordre (voir les analyses Raman du chapitre 4, et Figure 5.3) (Dobrică *et al.*, 2009c). L'UCAMM #41 présente des longueurs de cohérence des plans aromatiques plus longues (nm) que les UCAMMs #45 et #19. En général la matière carbonée des UCAMMs n'est pas *stricto sensu* amorphe.

La matière carbonée des UCAMMs présente généralement un seul type de morphologie (Figure 5.4), sauf pour l'échantillon #19 qui présente une région dans laquelle la matière carbonée contient des pores (Figure 5.4, e).

Les teneurs en carbone des UCAMMs ont été estimées à partir de la surface de matière carbonée identifiée sur les micrographies en électrons rétrodiffusés (MEB) et les images en champs clair prises au microscope électronique en transmission (MET) (Tableau 5.2) pour quatre UCAMMs. Les surfaces analysées varient de 706 μm^2 à 1247 μm^2 , et de 13 μm^2 à 483 μm^2 dans les micrographies MEB et MET, respectivement. La matière carbonée occupe une surface comprise entre 48% et 85%, et entre 57% et 88% de la surface des UCAMMs analysé sur les micrographies MEB et MET, respectivement. La différence relative en surface de carbone entre les mesures effectuées à différentes échelles (MEB et MET) pour un même échantillon (#19) est de seulement 9% (*cf.* Tableau 5.2). Les pourcentages en masse de carbone sont calculés en prenant en compte des surfaces mesurées sur les images MEB et MET avec une densité moyenne de 2,5 g.cm⁻³ pour les silicates et de 1,2 g.cm⁻³ pour la matière carbonée. Les teneurs en carbone varient entre 25 wt% et 64 wt% dans les UCAMMs (Tableau 5.2).

Echantillon		Surface (μm ²)	%	C wt%	
MET	DC06-09-19 (3 sections ultramince)	Minéraux	97	43	
		Carbone	130	57	32
	DC06-09-45 (1 section ultramince)	Minéraux	3	25	
		Carbone	10	75	48
	DC02-09-41 (2 sections ultramince)	Minéraux	56	12	
		Carbone	427	88	64
MEB	DC06-09-19	Minéraux	647	52	
		Carbone	600	48	25
	DC06-09-119	Minéraux	109	15	
		Carbone	597	85	60

Tableau 5.2. Surfaces et pourcentages de matière carbonée et de minéraux pour les quatre micrométéorites ultracarbonées (UCAMMs) mesurés soit d'après les micrographies électronique en transmission (MET) ou sur les micrographies en électrons rétrodiffusés (microscope électronique à balayage - MEB).

La matière carbonée contient des éléments mineurs, identifiés par EDS, comme le S, Si et Fe.

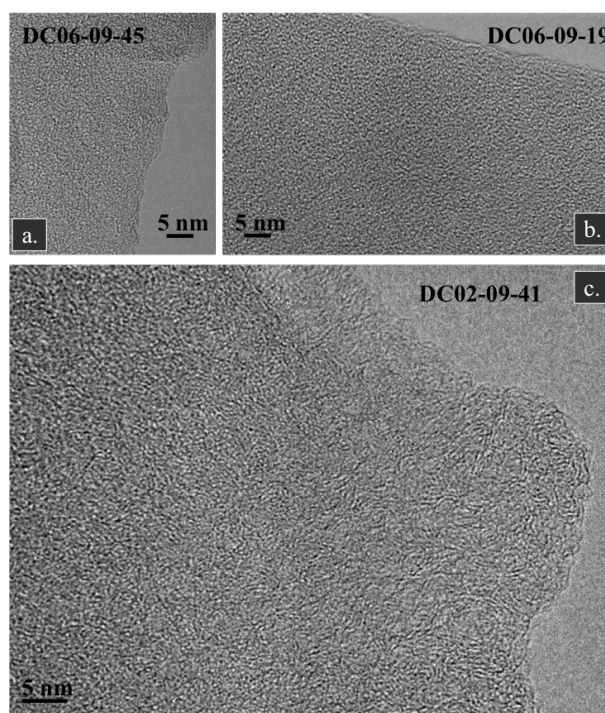


Figure 5.3. Micrographies électronique en transmission en haute résolution (MET-HR) de la matière carbonée des micrométéorites ultracarbonées (a - DC06-09-45, b - DC06-09-19 et c - DC02-09-41).

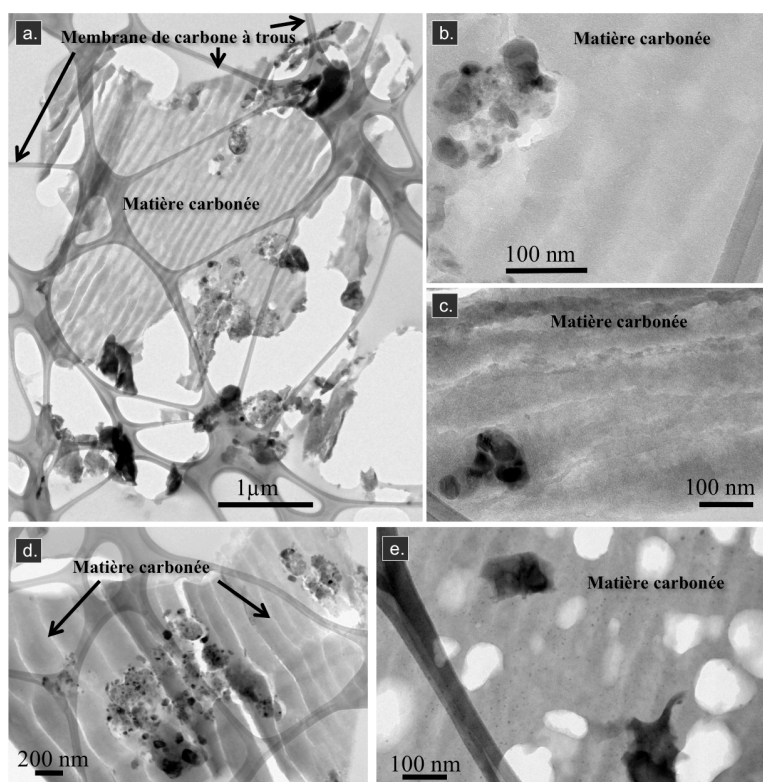


Figure 5.4. Micrographies électroniques en transmission en champ clair des différentes morphologies de la matière carbonée dans les micrométéorites ultracarbonées (UCAMMs). En général, la matière carbonée est caractérisée par des zones lisses qui dominent dans toutes les UCAMMs (a, b - DC06-09-45; c - DC02-09-41; d - DC06-09-19), mais plusieurs petites régions vésiculées ont également été observées (e - DC06-09-19). La section ultramince est soutenue par une membrane de carbone à trous (*Lacey carbon*).

5.2.1.2. Phases minérales

La proportion de phases minérales est inférieure ou approximativement égale à celle de la matière carbonée (Tableau 5.2). Les compositions globales moyennes des phases minérales sont déterminées par EDS sur des zones dominées par les minéraux. Cette composition globale en éléments majeurs et mineurs est proche des valeurs de référence des météorites chondritiques de type CI, à un facteur 2 près (Tableau 5.3 et Figure 5.5) (Lodders, 2003).

Echantillon	Mg	Al	Si	S	Ca	Cr	Mn	Fe	Ni
DC06-09-45	16,9	2,3	38,7	13,2	0,9	0,3	0,2	24,3	1,0
DC06-09-19	27,4	1,9	35,0	16,5	1,0	0,4	0,2	15,8	0,9
DC02-09-41	32,4	1,6	33,9	7,1	1,5	0,4	0,3	20,7	0,6
CI (Lodders, 2003)	29,2	2,3	28,1	12,5	1,7	0,4	0,3	24,2	1,3

Tableau 5.3. Abondance des éléments majeurs et mineurs (at%) déterminée par EDS dans les UCAMMs comparées aux valeurs de référence des météorites CI.

Une large proportion des minéraux des UCAMMs est de type cristallin. La mesure précise du rapport d'abondance entre les phases amorphes et cristallines n'est pas triviale à obtenir. Il impose d'analyser des données de diffraction d'électrons sur chaque phase minérale de l'échantillon. Sur un fragment de la particule #41, nous sommes parvenus à obtenir une limite inférieure. Cette limite est obtenue à partir du rapport entre la surface totale des phases minérales sur une section ultramince ($37 \mu\text{m}^2$, échantillon DC02-09-41) et la surface de tous les cristaux analysés (principalement des olivines, des pyroxènes et des sulfures de fer, $9 \mu\text{m}^2$). Dans cet échantillon, les minéraux cristallins représentent donc au moins 24% de la surface des phases minérales. La valeur réelle d'après l'observation en champ sombre est probablement de l'ordre de 50%, mais nous ne disposons pas de données chiffrées pour l'étayer.

La taille de minéraux varie de quelques nm à $1 \mu\text{m}$. En général, les minéraux sont observés comme des assemblages complexes polycristallins. Seuls de rares monocristaux isolés sont observés.

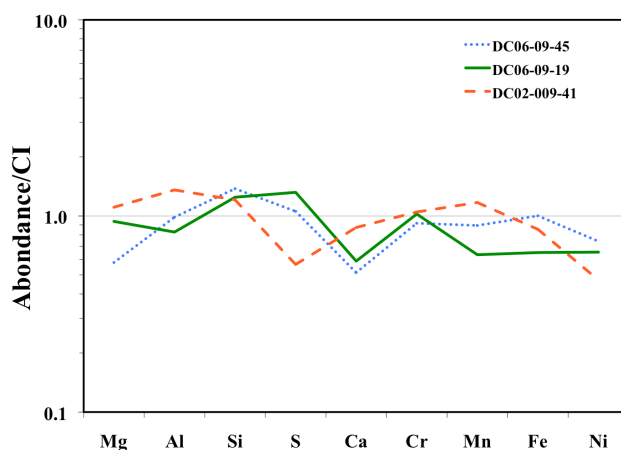


Figure 5.5. Abondance des éléments majeurs et mineurs, normalisée aux valeurs de référence CI (Lodders, 2003), dans les micrométéorites ultracarbonées (DC06-09-45 – ligne en pointillés bleus ; DC06-09-19 – ligne verte ; DC02-09-41 – ligne en pointillés orange). Les abondances sont calculées à partir de cartographies EDS (DC06-09-45 - 4 cartes ; DC06-09-19 - 3 cartes et DC02-09-41 - 5 cartes), des analyses globales de plusieurs agrégats ($\leq 200 \text{ nm}$ de diamètre), et pour l'échantillon DC02-06-41 une moyenne de toutes les analyses (~ 300) est calculée.

5.2.1.2.1. Phases cristallines

La matière cristalline est présente sous forme d'assemblages polycristallins. Ces assemblages sont de tailles variables (~ 100 nm à 4 µm) et ont une minéralogie complexe. Les rapports Mg/Fe sont homogènes au sein d'un assemblage donné. Dans plusieurs assemblages, les cristaux sont cimentés par une phase vitreuse riche en SiO₂ (Figure 5.6). La Figure 5.6 montre plusieurs agrégats cristallins qui sont généralement composés des cristaux à grain fin. Il y a aussi des agrégats constitués de grands cristaux mais leur abondance est moins importante (Figure 5.6).

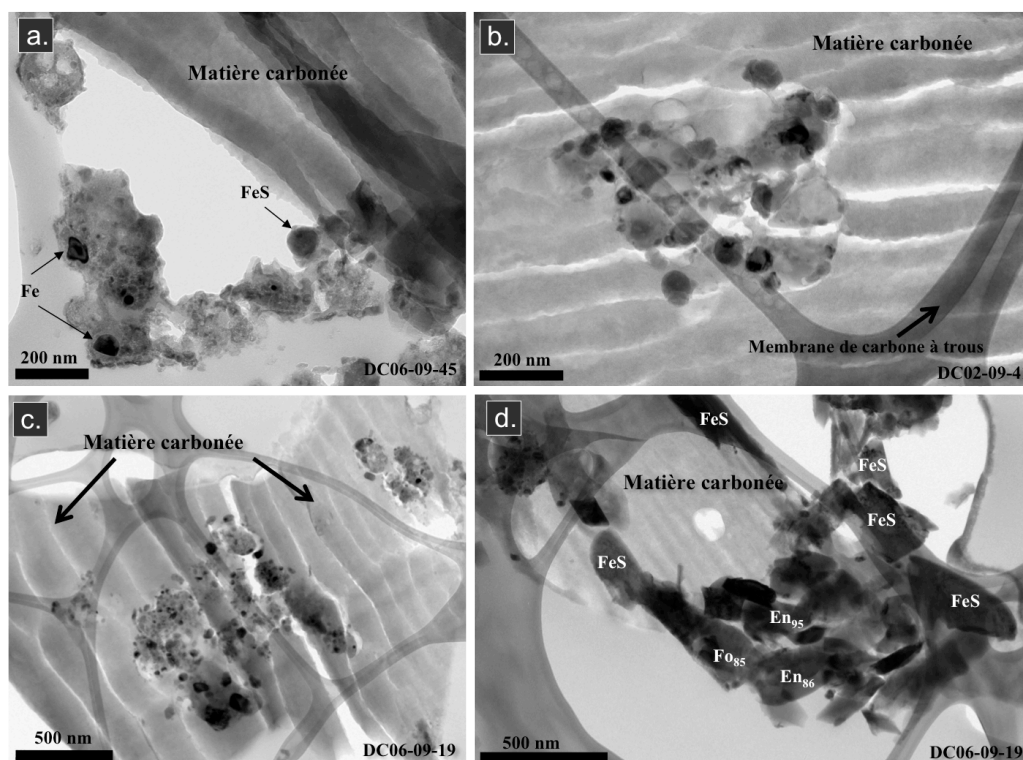


Figure 5.6. Micrographies en champ clair (microscopie électronique en transmission – MET) de différents agrégats minéraux de micrométéorites ultracarbonées (UCAMMs) (DC06-09-45 – a; DC02-09-41 – b; DC06-09-19 – c, d). (a) Agrégat minéral dans l'UCAMM #45 contenant des minéraux à grain fin qui se composent de phases vitreuses riches en Al et SiO₂ contenant de petites inclusions cristallines d'alliages Fe-Ni (kamacite) et de sulfures de fer pauvres en Ni. Plusieurs phases minérales ont des tailles inférieures à 5 nm ; (b) Agrégat minéral présent dans l'UCAMM #41 contenant des sulfures de fer pauvres en Ni (<1 at% Ni) et de l'enstatite inclus dans une matrice amorphe riche en SiO₂. La composition globale de cet agrégat est chondritique, à un facteur 2, à l'exception de Ca et Ni. (c-d) Agrégats identifiés dans l'UCAMM #19 qui contiennent des cristaux des tailles différentes : (c) Agrégat à grain fin contenant des sulfures de fer inclus dans une phase vitreuse riche en Mg et Si. (d) Agrégat contenant des minéraux de plus grandes tailles, comme des sulfures de fer (FeS), des olivines relativement riches en Fe (Fo₈₅) et des pyroxènes riches en Fe et Mg (En₈₆₋₉₅).

La majorité des cristaux des UCAMMs sont des olivines, des pyroxènes et des sulfures de fer pauvres en nickel (< 1 at% Ni). Les olivines et pyroxènes sont présents dans toutes les UCAMMs mais dans des proportions et des compositions différentes. Les pyroxènes pauvres en Ca sont toujours plus abondants (4, 2 et 2 fois plus que les olivines pour #45, #19 et #41, respectivement) et plus grands que les olivines (Figure 5.7 et Figure 5.8). Dans les UCAMMs #45, #19 et #41 la taille apparente* des pyroxènes est de 200 nm, 220 nm et 260 nm, respectivement et celui des olivines est de 170 nm, 160 nm, 170 nm) (*cf.* Tableau 5.4).

*Taille des cristaux en position de Bragg et pour une inclinaison du porte-échantillon donnée. La taille de plusieurs minéraux a été mesurée avec des inclinaisons différentes; la différence mesurée est inférieure à 10 nm.

La teneur en magnésium des olivines présente des variations importantes sans pic significatif en fréquence (Figure 5.7). Les pyroxènes pauvres en Ca présentent des compositions variables avec plusieurs pics de fréquence. L'UCAMM #45 présente deux pics de fréquence à En_{92} et En_{100} (Figure 5.7, a), et l'UCAMM #41 autour de En_{96} et En_{100} (Figure 5.7, b). L'UCAMM #19 montre un seul pic de fréquence bien défini à En_{100} (Figure 5.7, c). L'olivine ne présente pas de défauts dans la structure cristalline. Les pyroxènes pauvres en Ca contiennent couramment des intercroissances entre la phase clino- et ortho- dans la direction (100). Un *whisker* d'enstatite a été identifié (En_{100} , 310 nm de longueur) dans l'UCAMM #19, présentant des défauts d'empilement dans la direction (100). Seuls quatre pyroxènes riches en Ca ont été identifiés dans les UCAMMs (*cf.* Tableau 5.4).

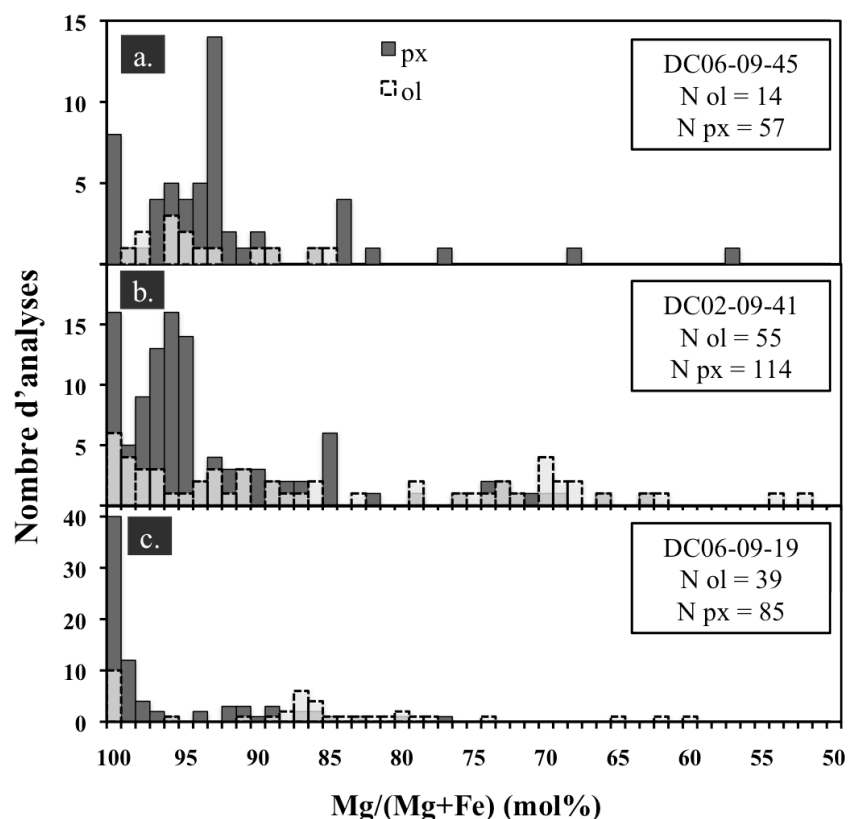


Figure 5.7. Histogrammes différentiels présentant les compositions $Mg/(Fe+Mg)$ (mol%) des olivines (gris clair, ligne en pointillé) et des pyroxènes (gris foncé, ligne continue) de trois micrométéorites ultracarbonées (a - DC06-09-45, b - DC02-09-41 et c - DC06-09-19) et le nombre (N) de mesures effectuées dans chaque échantillon pour chaque type de minéral (olivine et pyroxène).

Une tendance est observée entre la teneur en fer des olivines et des pyroxènes pauvres en Ca par rapport au diamètre apparent de ces minéraux dans les échantillons #19 et #45 (Figure 5.8). En général, la plus grande gamme de variation de leur teneur en fer est observée pour les minéraux les plus petits (< 200 nm) (Figure 5.8).

Les sulfures de fer sont abondants dans toutes les UCAMMs (31% des minéraux analysés pour le #45; 44% - #19; 18% - #41). Ils sont pauvres en Ni (moyenne = 3 at% Ni - #45; 1,9 at% - #19; 0,6 at% - #41, *cf.* Tableau 5.4). Seuls quelques petits sulfures de fer (40-90 nm, diamètre apparent) sont riches en Ni (jusqu'à ~ 38 at%) (Figure 5.9). Ces sulfures de fer riches en Ni ne sont observés que dans deux UCAMMs (#45, #19).

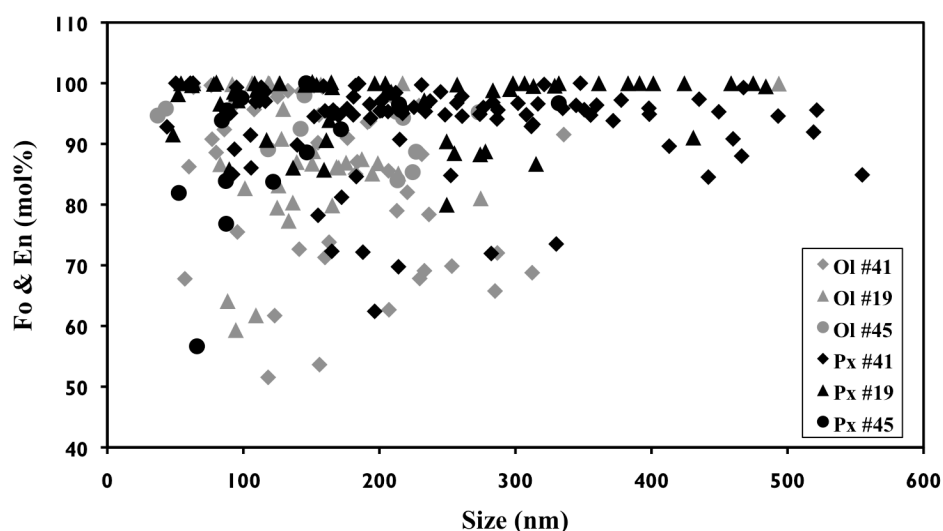


Figure 5.8. Compositions des olivines (gris) et pyroxènes pauvres en Ca (noir) [Mg/(Fe+Mg)] (mol%) des micrométéorites ultracarbonées (DC06-09-19 – triangles, DC06-09-45 – cercles; DC02-09-41 – losanges) en fonction de leurs tailles (nm, diamètre apparent).

Echantillon	N	Taille (nm)	Composition
40-270			
DC06-09-45 Olivine	14	(moyenne 170)	Fo ₈₄₋₉₈ (moyenne Fo ₉₃)
Pyroxène pauvre en Ca	57	50-450 (moyenne 200)	En ₅₇₋₁₀₀ (moyenne En ₉₂)
Pyroxène riche en Ca	2	150-160	En _{47,1} Wo _{52,9} Fs ₀ ; En _{48,4} Wo ₄₆ Fs _{5,6}
40-1100			
Sulfure de fer	33	(moyenne 200)	Ni (at%) 0-38 (moyenne 3 at%)
DC06-09-19 Olivine	39	80-495 (moyenne 160)	Fo ₅₉₋₁₀₀ (moyenne Fo ₈₇)
Pyroxène pauvre en Ca	85	50-485 (moyenne 220)	En ₇₆₋₁₀₀ (moyenne En ₉₇)
Pyroxène riche en Ca	1	110	En _{47,1} Wo _{48,3} Fs _{4,7}
Sulfure de fer	105	15-500 (moyenne 95)	Ni (at%) 0-24 (moyenne 1,9 at%)
DC02-09-41 Olivine	55	60-335 (moyenne 170)	Fo ₅₁₋₁₀₀ (moyenne Fo ₈₄)
Pyroxène pauvre en Ca	114	45-1000 (moyenne 260)	En ₆₂₋₁₀₀ (moyenne En ₉₂)
Pyroxène riche en Ca	1	110	En _{46,5} Wo _{47,7} Fs _{5,8}
Sulfure de fer	44	30-990 (moyenne 150)	Ni (at%) 0-4,2 (moyenne 0,6 at%)

Tableau 5.4. Tailles et compositions des olivines, des pyroxènes et des sulfures de fer identifiées dans les UCAMMs DC-06-09-45, DC06-09-19, DC02-09-41 (N : nombre de cristaux analysés).

Les phases métalliques (FeNi - kamacite et taenite) sont rares dans les trois échantillons. Un ou deux cristaux de kamacite sont trouvés dans l'échantillon #45. Trois cristaux d'alliage Fe-Ni contenant jusqu'à 15 at% Ni (Fe_{0.86}Ni_{0.14}, Fe_{0.85}Ni_{0.15}, Fe_{0.92}Ni_{0.08}) sont identifiées dans l'UCAMM #19 inclus dans la matière carbonée, près d'un cristal de forstérite. Le fer est présent dans deux états d'oxydation dans l'UCAMM #41 : des kamacites (< 5,7 at% Ni; N = 14) et des magnétites (N = 23) sont identifiés dans cet échantillon.

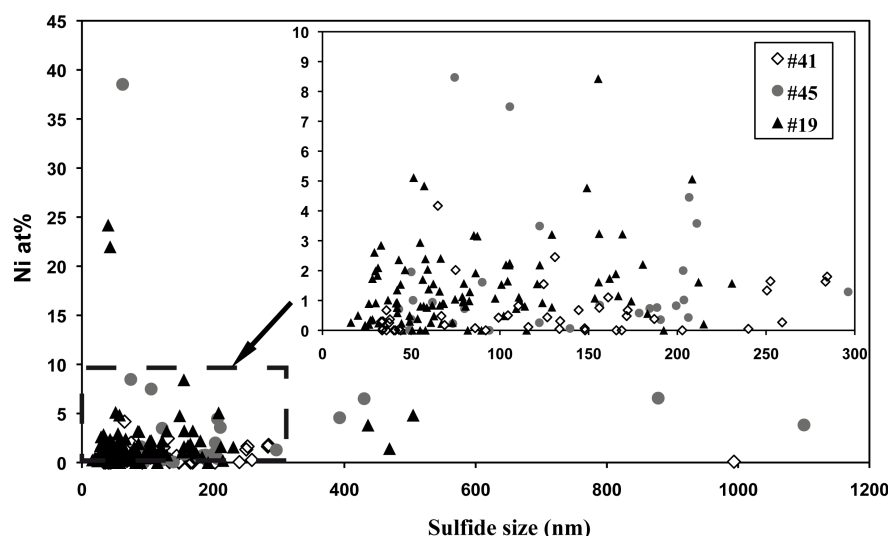


Figure 5.9. Concentrations en nickel de sulfures de fer des micrométéorites ultracarbonées (DC06-09-45 – cercles gris; DC06-09-19 – triangles noirs et DC02-09-41 – losanges blancs) par rapport à leur taille (nm, diamètre apparent).

Des phases exotiques ont été identifiées dans les UCAMMs. Un agrégat de l'UCAMM #19 contient des sulfures riche en Zn [(Zn,Fe)S], et Mn [(MgFeMn)S] et un spinel (MgAl_2O_4) (Figure 5.10). Un possible cristal de perryite ($\text{Fe}_8\text{Ni}_8(\text{Si},\text{P})_3$), a été identifié dans l'UCAMM #45, à côté d'un pyroxène riche en Al et Cr (2 at% Al, 4 at% Cr). Deux cristaux métalliques contiennent de teneurs importantes en P, leurs compositions (EDS) sont : 80 at% Fe, 5 at% Ni et 15 at% P, et 61 at% Fe, 5 at% Ni et 34 at% P. Nous n'avons pas trouvé de correspondance pour le premier minéral, dont la composition sera à confirmer. La stœchiométrie du second cristal pourrait être compatible avec un des polymorphes allabogdanite ou barringerite $[(\text{Fe},\text{Ni})_2\text{P}]$.

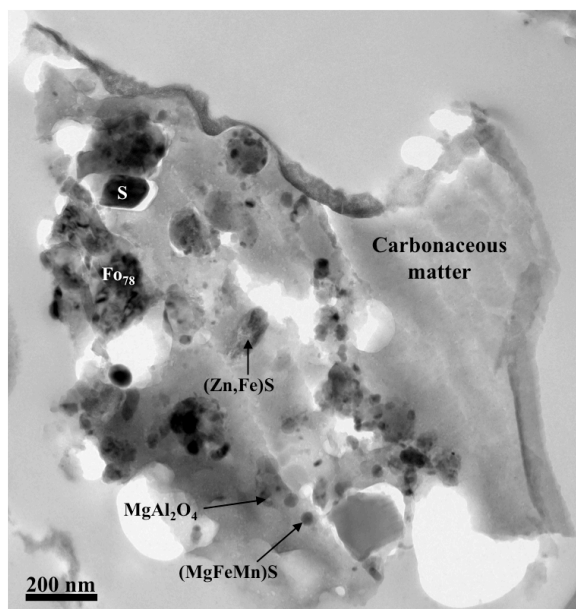


Figure 5.10. Micrographie en champ clair (microscope électronique en transmission - MET) de la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19 dans laquelle on observe plusieurs phases exotiques tels qu'un sulfure de Zn [(Zn, Fe)S], un sulfure de Fe-Mn-Mg, et un spinel (MgAl_2O_4). On a également identifié une olivine relativement riche en Fe (Fo_{78}), des sulfures de fer pauvres en Ni, et de la matière carbonée.

Dans l'UCAMM #19 on observe une phase qui présente des similarités avec la ferrihydrite ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) (Tomeoka and Buseck, 1988). Cette phase entoure généralement

les agrégats. La diffraction montre deux anneaux diffus à $\sim 2,58 \text{ \AA}$ et $\sim 1,45 \text{ \AA}$ (Figure 5.11). Ces anneaux sont compatibles avec la ferrihydrite (Cornell and Schwertmann, 1996), qui est caractérisée par deux anneaux diffus à $\sim 1,5 \text{ \AA}$ et $2,5 \text{ \AA}$ pour la ferrihydrite à 2-lignes* et $1,48 \text{ \AA}$ et $2,5 \text{ \AA}$ pour la ferrihydrite à 6-lignes. Cette phase contient une quantité importante de Si (7,6 wt%) et des éléments mineurs tels que le P, le S, le Mn et le Ni (0,3 wt%, 0,1 wt%, 0,4 wt% et 1,2 wt%, respectivement†). Aucun phyllosilicate n'a pas été identifié dans cet échantillon.

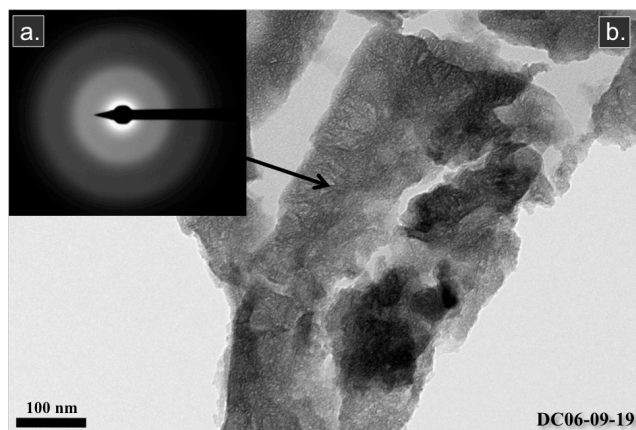


Figure 5.11. Micrographie électronique en transmission (MET – champ clair) de la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19 montrant la présence possible de ferrihydrite (b). Dans le coin supérieur gauche (a) se trouve le cliché de diffraction de cette phase qui présente deux anneaux de diffraction diffus à $\sim 1,5 \text{ \AA}$ et $\sim 2,5 \text{ \AA}$.

Des carbonates (calcite) ont été identifiés dans les UCAMMs #19 et #119 (Figure 5.12 et Figure 5.13). L'identification est réalisée soit à l'aide des spectres EDS (#19 – au MEB) soit avec des clichés de diffraction (#119 – haute résolution MET). Les carbonates de l'échantillon #19 ont une taille de maximum de $7 \mu\text{m}$. Le cliché de diffraction de la Figure 5.12 (b) indique la présence d'oxyde de calcium. Les carbonates sont facilement détruits sous le faisceau d'électrons, où ils se transforment en oxyde de calcium. C'est sans doute ce qui est observé.

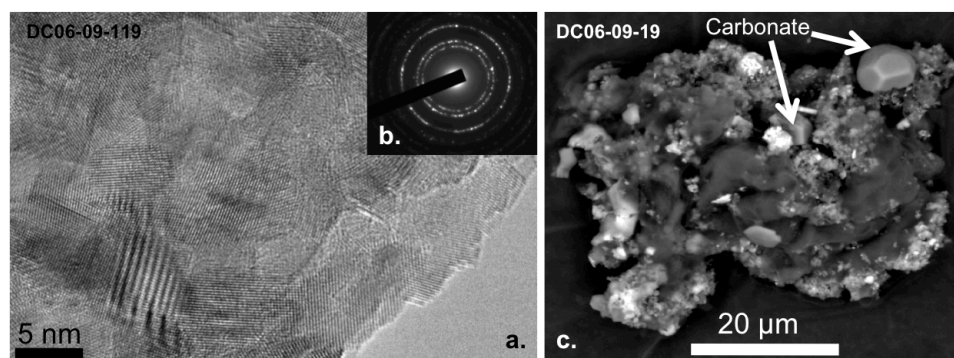


Figure 5.12. Micrographies électroniques (microscopie électronique en transmission haute résolution – a, et microscopie électronique à balayage en électrons rétrodiffusés – c) de carbonates de calcium dans les micrométéorites ultracarbonées (DC06-09-119 – a et DC06-09-19 – b). Dans le cliché de diffraction (b) on observe les anneaux de l'oxyde de calcium (CaO) qui est un produit de transformation des carbonates sous le faisceau d'électrons.

* Le diagramme de diffraction de rayons X d'une poudre de ferrihydrite présente plus ou moins de raies de diffraction selon l'état de cristallisation : 2-line (état le plus désordonné) ou 6-line ferrihydrite (maximum de lignes dans son état le plus cristallin).

† Moyenne de 4 mesures.

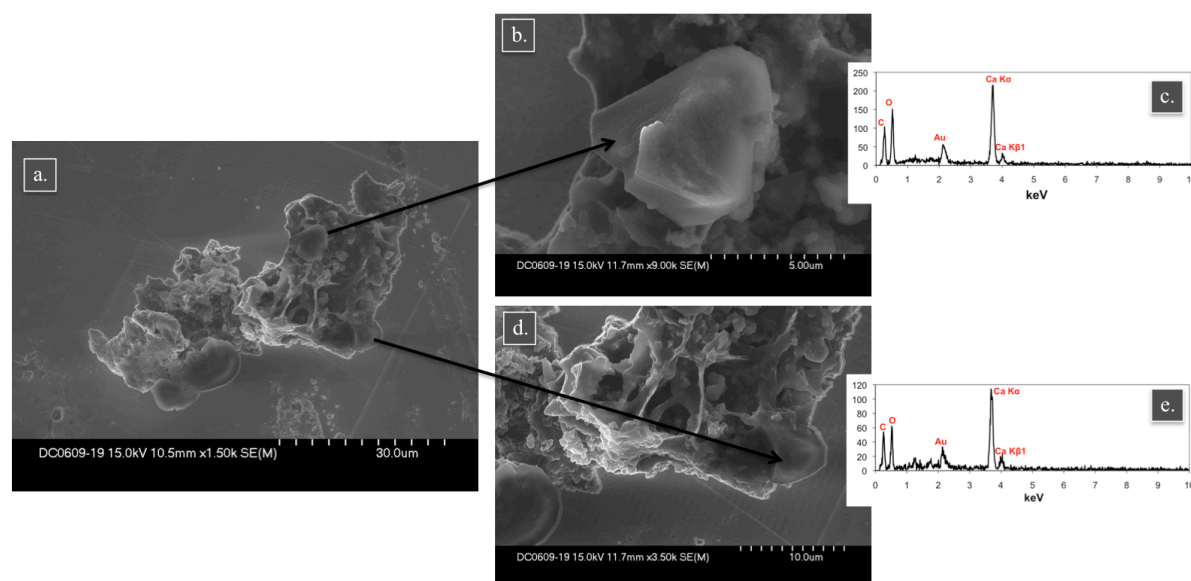


Figure 5.13. Micrographies en électrons secondaires d'un autre fragment de la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19 (a, b et d) qui a été analysée à la NanoSIMS et dans laquelle on a identifié par EDS (spectres c et d) des carbonates de calcium (b, d – zoom sur les carbonates).

5.2.1.2.2. Des objets similaires aux GEMS

Nous avons identifié de nombreux objets arrondis amorphes dans l'UCAMM #19 ($N = 43$, Figure 5.14). Ils se composent d'une matrice amorphe riche en Si et Mg, dans laquelle des sulfures de fer nanométrique et très peu des alliages FeNi sont inclus (Figure 5.14, c). Ils ressemblent aux GEMS (Glass with Embedded Metal and Sulfides Bradley, 1994b) identifiés dans les IDPs. La distribution en taille de ces objets varie entre 70 nm et 345 nm de diamètre, avec une taille moyenne de 180 nm. La composition globale moyenne ($N = 43$) est chondritique à un facteur 2 pour les éléments majeurs et mineurs (Tableau 5.5 et Figure 5.14, d). Ces objets ont des compositions similaires à celle des GEMS observés dans les IDPs (Keller and Messenger, 2004 ; Keller *et al.*, 2005 ; Keller and Messenger, 2008) (Tableau 5.5. et Figure 5.15). Leurs compositions globales ($\text{Fe}_{40}\text{S}_{60}$ à $\text{Fe}_{60}\text{S}_{40}$) correspondent aux GEMS les plus riches en soufre observés dans les IDPs (Keller *et al.*, 2005). Il n'existe aucun objet similaire aux GEMS pauvres en soufre dans l'UCAMMs #19 (Figure 5.15). À l'exception du soufre, les rapports élémentaires (normalisé au Si) des GEMS dans l'UCAMM #19 sont compatibles avec ceux mesurés dans les IDPs (Figure 5.16 et Tableau 5.5). Les compositions globales de la matrice riche en Si des GEMS des UCAMMs sont présentées dans le Tableau 5.6.

	Mg/Si	Fe/Si	S/Si	Ca/Si
GEMS des IDPs	0,7	0,6	0,3	0,03
UCAMMs	0,8	0,6	0,6	0,03
CI (Lodders, 2003)	1	0,8	0,45	0,06

Tableau 5.5. Rapports élémentaires (normalisés au Si) des compositions des GEMS dans les IDPs (Keller and Messenger, 2004), des objets similaires aux GEMS de la micrométéorite ultracarbonée (UCAMM) DC06-09-19, et des valeurs de référence CI (Lodders, 2003).

	Mg	Al	Si	S	Ca	Cr	Mn	Fe	Ni	O
Matrices des objets GEMS	16,0	1,3	19,8	0,8	0,2	0,0	0,0	1,2	0,1	60,6

Tableau 5.6. Abondance (at%) des éléments majeurs et mineurs (moyenne de 6 mesures) déterminée par EDS dans la matrice riche en Si des objets similaires aux GEMS dans la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19.

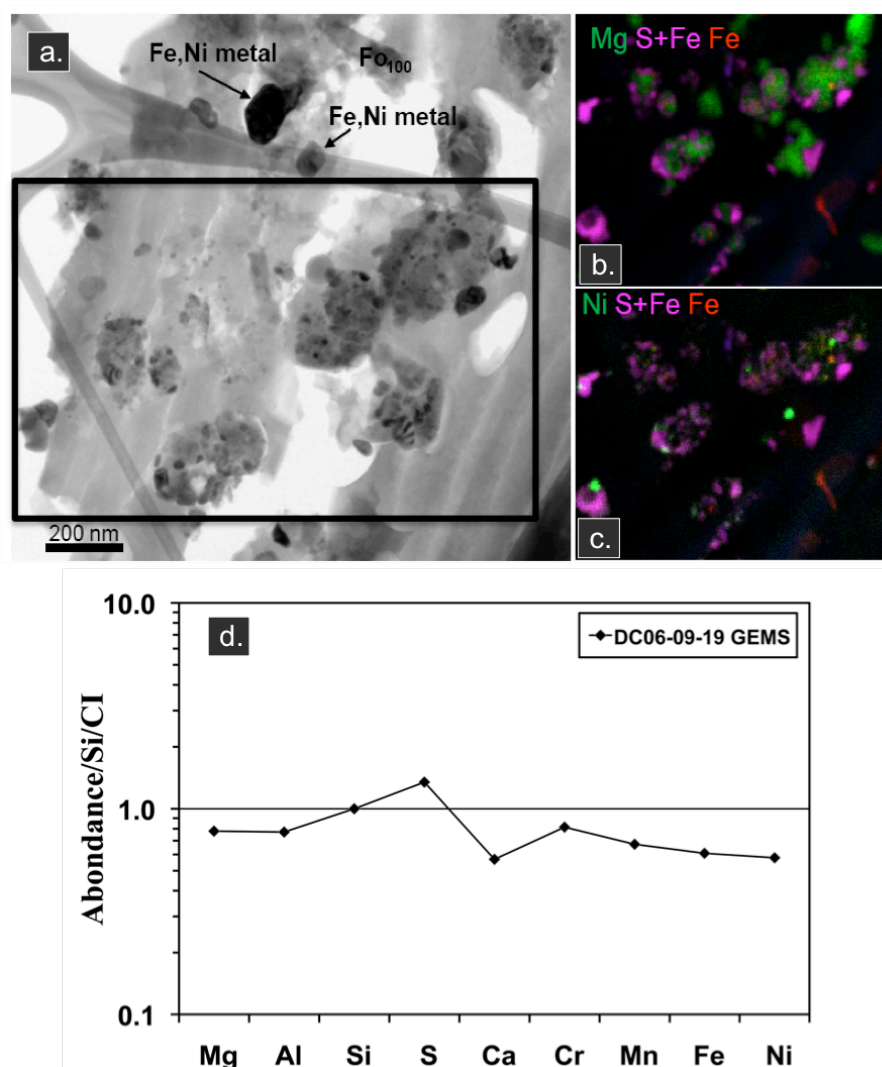


Figure 5.14. (a) – Micrographie électronique en transmission prise dans une région enrichie en objets similaires aux GEMS (*Glass with Embedded Metal and Sulfides*) dans la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19. (b-c) Cartes de distribution élémentaire (EDS) du rectangle noir (a) pour le Mg, le S, le Fe et le Ni. (d) Distribution des éléments mineurs et majeurs, normalisée à Si et CI (Lodders, 2003) de 43 objets similaires aux GEMS mesurés dans la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19.

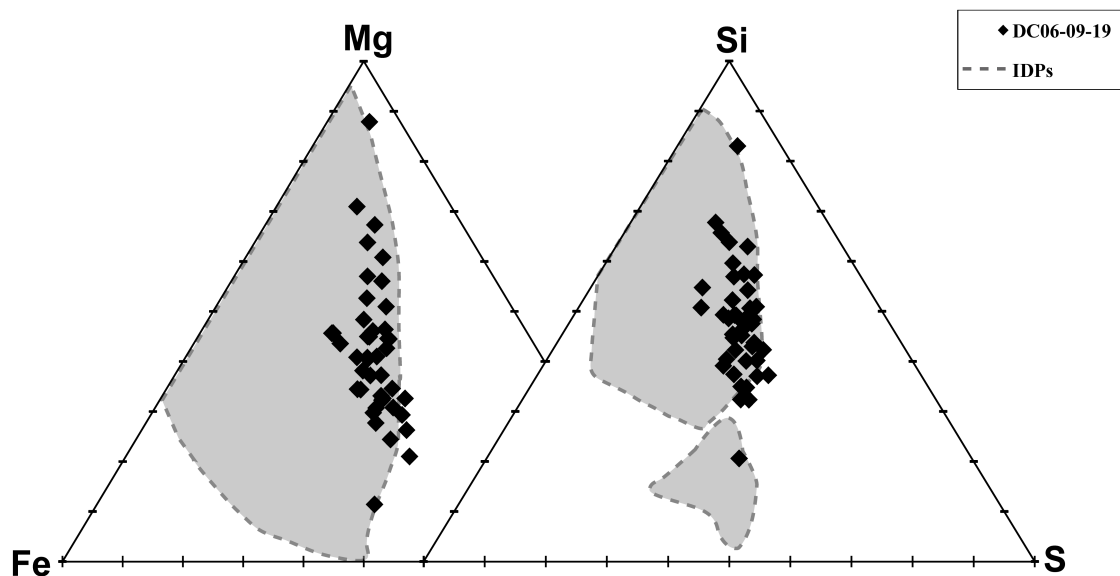


Figure 5.15. Diagrammes ternaires Mg-Fe-S et Si-Fe-S (at%) des compositions globales des 43 objets similaire aux GEMS de la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19 (losanges noirs) et des IDPs (zones grises) (Keller and Messenger, 2004; Keller *et al.*, 2005; Keller and Messenger, 2008).

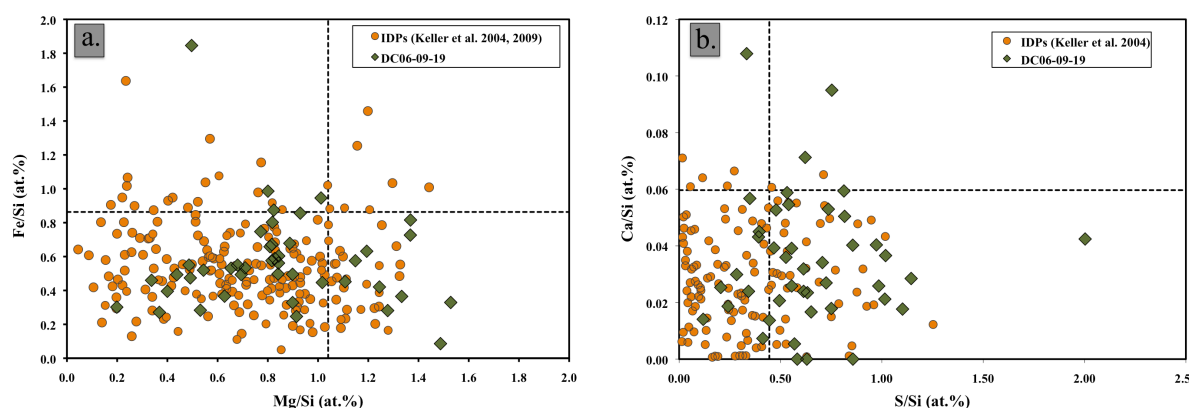


Figure 5.16. Distribution élémentaire (normalisée au Si) (at%) (Fe/Si vs. Mg/Si – a ; Ca/Si vs. Mg/Si – b) dans les objets similaires aux GEMS de l'UCAMM DC06-09-19 (losanges verts) et dans les GEMS des IDPs (cercles oranges) (Keller and Messenger, 2004 ; Keller and Messenger, 2009).

5.2.1.2.3. Microtextures ignées

Les UCAMMs #19 et #41 contiennent des objets avec une texture hypocristalline (composé de cristaux et de verre) et des objets sphériques avec une texture compacte (Figure 5.17 à Figure 5.21).

Ces objets sont dominés par des olivines et des pyroxènes avec un verre interstitiel riche en SiO_2 . Ces objets présentent aussi des sulfures de fer pauvres en Ni. Le verre interstitiel contient des quantités importantes de Ca, Al, Fe, Mg et Na. Les minéraux ont souvent une forme automorphe*. Tous ces indices suggèrent que ces objets ont été portés à des températures élevées et refroidis à partir d'un liquide. Du verre riche en SiO_2 est souvent observé dans l'UCAMM #41 (Figure 5.18 à Figure 5.21). La phase vitreuse contient quelques éléments mineurs tels que Mg (3-4 at%), Al (5-6 at%) et Ca (3-4 at%). Les compositions des

*S'applique à un minéral qui se présente sous la forme d'un cristal parfait, ou au moins limitée par des faces cristallines planes.

phases vitreuses observées dans les Figure 5.17, Figure 5.19 à Figure 5.21 sont présentées dans le Tableau 5.7, comparées à celles de la mésostase des chondres (Figure 5.22). Plusieurs phases vitreuses sont en contact avec la matière carbonée et contiennent des olivines xénomorphes (Fo₉₅) et de la kamacite (4 at% Ni) (Figure 5.17 à Figure 5.21).

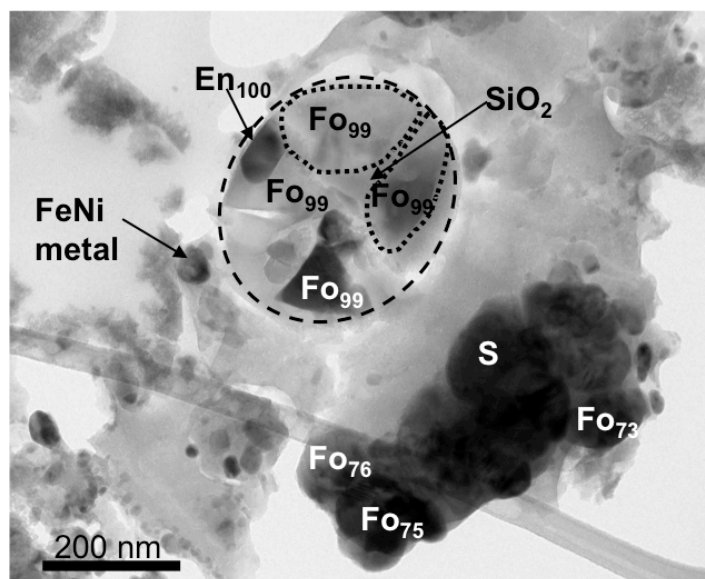


Figure 5.17. Micrographie électronique en transmission (MET – image champ clair) de la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19. La ligne en pointillés montre un objet sphérique, compact qui ressemble à un nano-chondre. Cet objet contient des olivines riches en Mg (Fo₉₉), un pyroxène (En₁₀₀) et du verre interstitiel riche en SiO₂. Le diamètre apparent de cet objet est de 380 nm. À moins de 100 nm de distance, il y a un agrégat polycristallin de forme irrégulière, qui contient des olivines plus riches en fer que dans l'agrégat précédent (Fo₇₃₋₇₆) et des sulfures de fer (noté S, 1 at% Ni).

Verre riche en SiO ₂	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	O
Figure 5.17; DC06-09-19	6,3	0,4	24,9	0,0	0,0	0,0	0,1	68,2
Figure 5.19 ; DC02-09-41	3,4	5,8	20,8	10,0	0,0	0,0	0,8	66,3
Figure 5.20 ; DC02-09-41	3,0	6,6	20,9	3,2	0,0	0,1	0,3	65,9
Figure 5.21 ; moyenne DC02-09-41	1,7	2,7	19,9	3,0	0,0	0,0	2,9	69,7
Variations dans la mésostase dans les chondres	0,1-4,8	3,1-13,8	16,7-27,5	0-6,9	0-0,1	0-0,2	0-2,8	61,8-66,4
Mésostase dans les chondres (moyenne de 12 chondres)	1,5	8,7	21,3	3,7	0,0	0,0	0,9	63,8

Tableau 5.7. Abondance des éléments majeurs et mineurs (at%) déterminée par EDS dans les phases amorphes observées dans les Figure 5.17, Figure 5.19 à Figure 5.21. Ces abondances sont comparées avec les valeurs des mésostases des chondres (variations et moyenne obtenue dans 12 chondres, Brearley and Jones, 1998). Voir Annexe E pour les compositions des mésostases des 12 chondres.

L'UCAMM #41 contient la plupart des objets ignés. Dans cette particule, nous avons identifié 25 olivines et 15 pyroxènes. Ces chiffres sont à comparer à ceux de l'échantillon #19 dans lequel seul un petit nombre de silicates avec une texture ignée sont observés (5 olivines et 2 pyroxènes). La composition moyenne des olivines de texture ignée est Fo₇₄ pour l'UCAMM #41 et Fo₇₉ pour l'UCAMM #19. Les pyroxènes pauvres en Ca identifiés dans ces

objets ignés ont une composition moyenne de En_{85} et En_{99} pour l'UCAMM #41 et #19, respectivement.

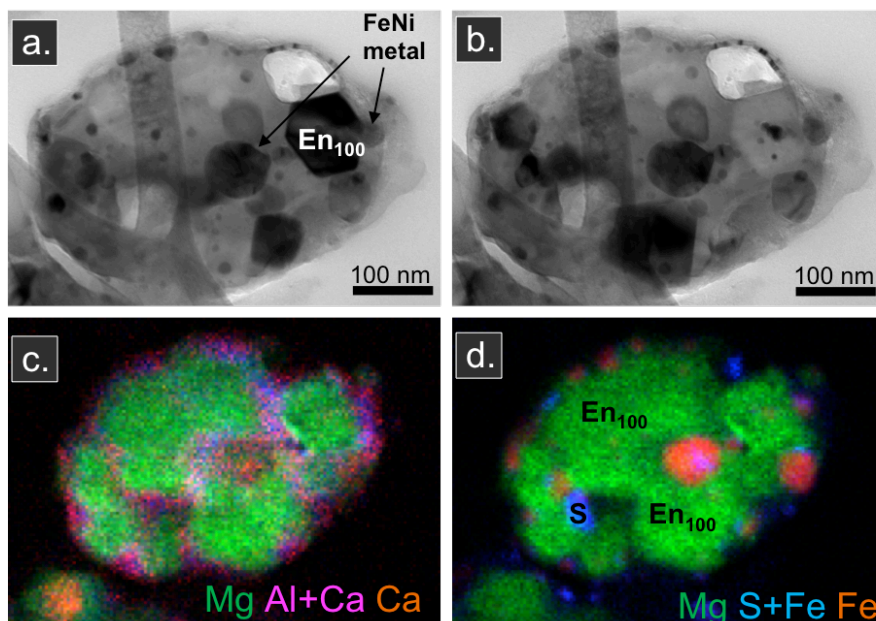


Figure 5.18. Micrographies électronique en transmission (MET – image en champ clair) d'un objet sphérique identifié dans la micrométéorite ultracarbonée DC02-09-41 (a-b, différentes inclinaisons du porte-échantillon) et cartographies de distributions élémentaires (EDS) (Mg, Al, Ca, S et Fe – c-d). Cet objet sphérique a une texture porphyrique et ressemble à un nano-chondre (373 nm de diamètre apparent). Il contient des pyroxènes (En_{100}), des sulfures de fer pauvres en Ni (S) ($\sim 0,8$ at% Ni) et de la kamacite (5 at% Ni, $N = 2$). Toutes ces phases sont incluses dans une phase vitreuse riche en SiO_2 , contenant de l'Al (5 at%), du Ca (1,2 at%) et du Mg (7-9 at%) (zones riches en Al et Ca – zones roses, c). Les pyroxènes sont automorphes et présentent une texture pœcilitique* avec des alliages Fe-Ni inclus à l'intérieur. La composition globale de cet objet est chondritique à un facteur 2, à l'exception de Fe, Ni et S qui sont appauvries d'un facteur 3 à 5.

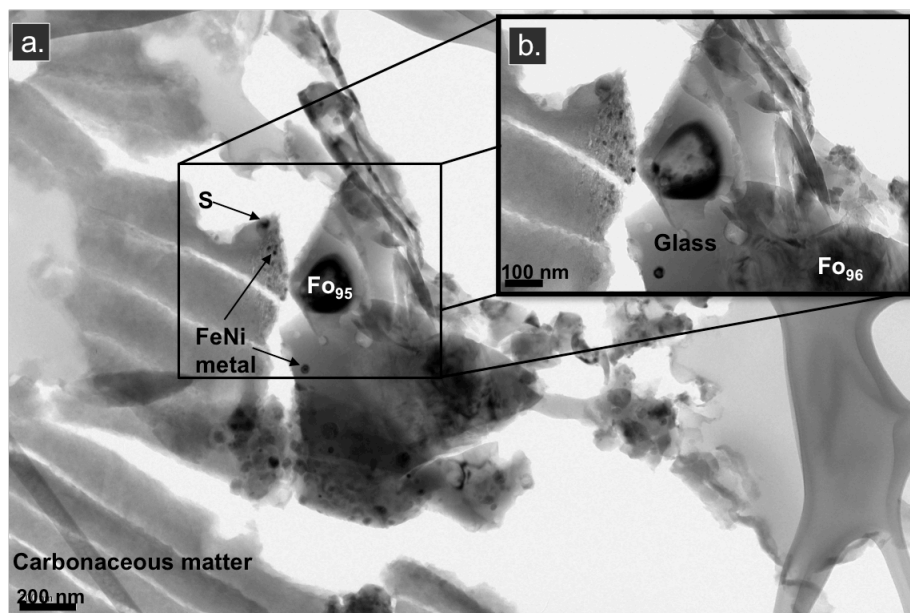


Figure 5.19. Micrographies électroniques en transmission (MET – image en champ clair (a) (b, zoom - image de droite) de la micrométéorite ultracarbonée DC02-09-41. On observe une olivine xénomorphe (Fo_{95}) et des cristaux d'alliages Fe-Ni inclus dans la phase vitreuse riche en SiO_2 . Des alliages Fe-Ni et des sulfures de fer pauvres en Ni (S) sont inclus dans la matière carbonée.

*Minéral contenant de nombreux petits cristaux d'un autre minéral.

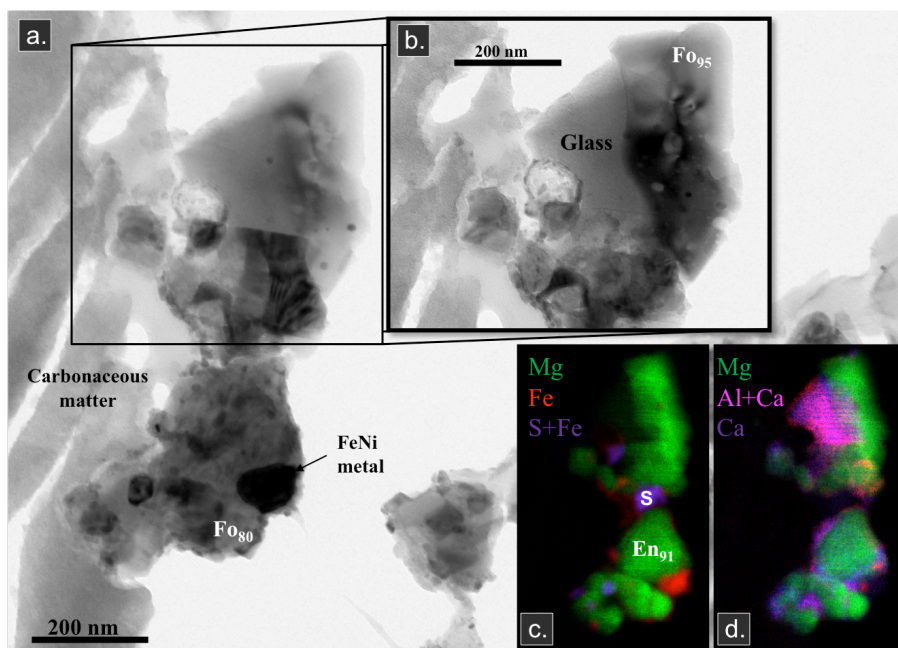


Figure 5.20. (a)-(b) Micrographies électroniques en transmission (zoom - image de droite, en haut) de la micrométéorite ultracarbonée DC02-09-41 contenant des phases vitreuses riches en SiO_2 et des olivines xénomorphes (Fo_{95}). (c)-(d) Cartographies de distributions élémentaires (EDS) correspondantes pour Mg, S, Fe (c), et Mg, Al, Ca (d).

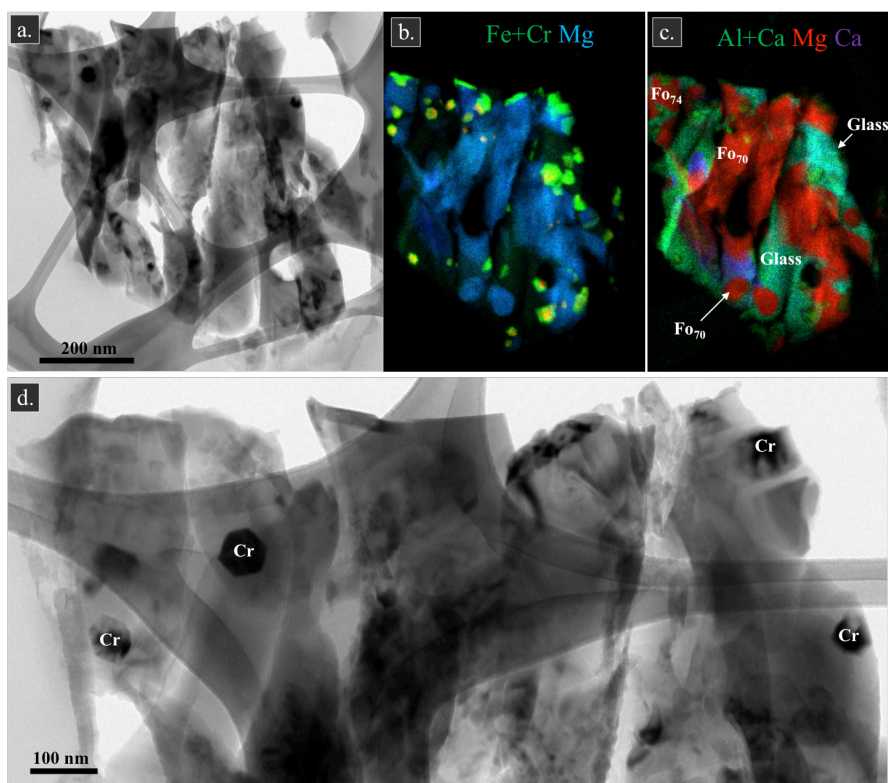


Figure 5.21. Micrographies électroniques en transmission (a, d), et cartographies EDS de distribution élémentaires (b, c – Mg, Al, Ca, Cr et Fe) de la micrométéorite ultracarbonée DC02-09-41. Dans cet agrégat on a identifié des olivines riches en fer (Fo_{70-74}) et un grand nombre des cristaux de magnétite riche en Cr (b: zones vertes, 20-95 nm de diamètre apparent) avec un habitus* automorphe. Ces phases sont incluses dans un matériau vitreux riche en SiO_2 , avec des teneurs importantes en Al (4,7 at%), Fe (3,4 at%) et Ca (3,3 at%, zones verts - c).

*Forme prise par une substance, un corps, un objet, et notamment forme cristalline.

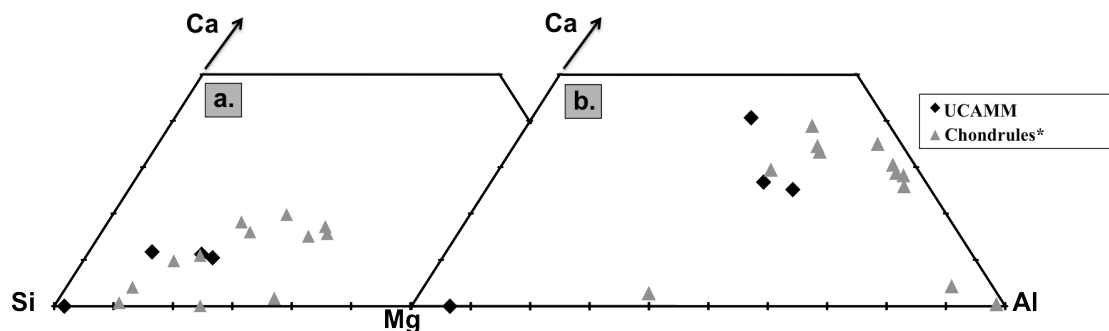


Figure 5.22. Diagrammes ternaires Ca-Al-Si (a) et Ca-Al-Mg (b) (at%) des phases vitreuses observées dans les Figure 5.17, Figure 5.19 à Figure 5.21. Ces abondances sont comparées avec les valeurs mesurées dans la mésostase des chondres (variations et moyenne dans 12 chondres, Brearley and Jones, 1998). Voir Annexe E pour les compositions des mésostases des 12 chondres.

5.2.2. Mesure des compositions isotopiques par NanoSIMS

Les cartes isotopiques de deux fragments des micrométéorites ultracarbonées #19 et #119 ont été réalisées dans le cadre du service national NanoSIMS-50 du MNHN. Les deux fragments ont des tailles comprises entre 20 x 40 μm et 18 x 21 μm (après écrasement) pour l'UCAMM #19 et #119. Les cartographies isotopiques du carbone ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) présentent des distributions isotopiques assez homogènes et pas de fortes variations isotopiques (Figure 5.23 et Figure 5.24). Les compositions isotopiques globales moyennes du carbone et de l'oxygène sont $\delta^{13}\text{C} = -43 \pm 20\text{‰}$ et $-12 \pm 18\text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = -6 \pm 15\text{‰}$ et $-44 \pm 10\text{‰}$, pour les particules #19 et #119, respectivement (Figure 5.23 et Figure 5.24). La précision est de 2σ pour ces rapports isotopiques. Sur les cartes isotopiques du carbone et de l'oxygène on n'observe pas d'écart statistiquement significatif par rapport à ces valeurs moyennes qui pourraient être corrélés à des minéraux identifiés sur les cartes élémentaires de l'oxygène et du silicium. Les émissions d'ions secondaires du carbone de la matière carbonée dominent ceux du carbone contenu dans les divers minéraux, comme les carbonates ou les carbures de silicium (SiC). Cette observation implique que les valeurs isotopiques moyennes du carbone reflètent celles de la matière carbonée. En revanche, les cartes d'ions secondaires en oxygène coïncident avec celle de silicium, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ sont donc plus susceptibles de refléter la composition isotopique des minéraux inclus dans la matière carbonée.

Les cartographies isotopiques des rapports D/H révèlent de forts excès en deutérium associé aux zones riches en carbone pour les deux UCAMMs (Figure 5.25). La matière carbonée de la particule #119 présente des valeurs supérieures en D/H par rapport à l'UCAMM #19. Le rapport D/H le plus élevé observé est mesuré dans la particule #119 : $\text{D}/\text{H} = 4,6 \pm 0,5 \times 10^{-3}$ ($\delta\text{D} = 29.000 \pm 3.000\text{‰}$) soit près de 30 fois la valeur terrestre (Figure 5.25). Après plusieurs heures de mesures cette composante carbonée riche en deutérium commence à être pulvérisée par le faisceau primaire de Cs^+ . Ces rapports élevés en deutérium ont été observés sur des surfaces de quelques dizaines à quelques centaines des μm^2 . Contrairement aux autres échantillons extraterrestres où des rapports similaires peuvent être observés mais dans des "hotspots" de quelques microns. Les régions qui présentent des valeurs du rapport D/H supérieures à 10^{-3} ($\delta\text{D} > 5.400\text{‰}$) s'étendent sur des surfaces entre 135 μm^2 et 280 μm^2 pour l'UCAMM #19 et entre 65 μm^2 et 200 μm^2 pour l'UCAMM #119 (Figure 5.25). La particule #19 contient une région avec un faible rapport D/H qui est peut-être due à une contamination par une composante terrestre (Figure 5.2).

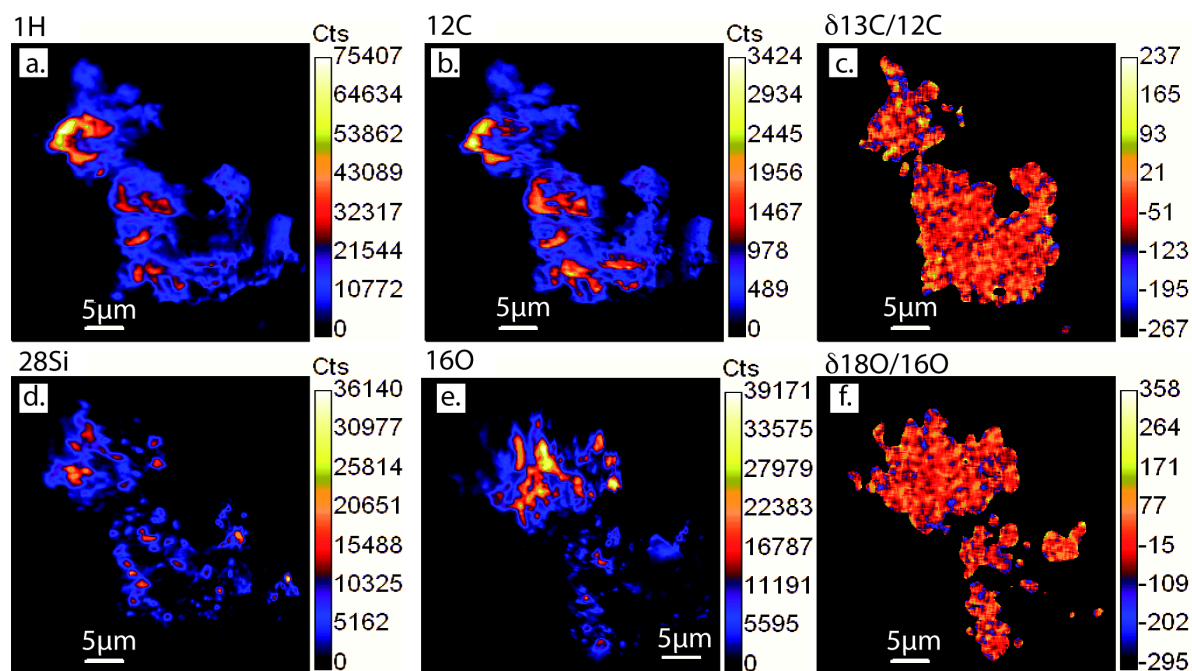


Figure 5.23. Cartographies en ions secondaires de la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-19. Les données montrent les cartes élémentaires de l'hydrogène (H), du carbone (^{12}C), de l'oxygène (^{16}O) et du silicium (^{28}Si) et les cartographies des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Voir Chapitre 2 pour la définition des valeurs δ .

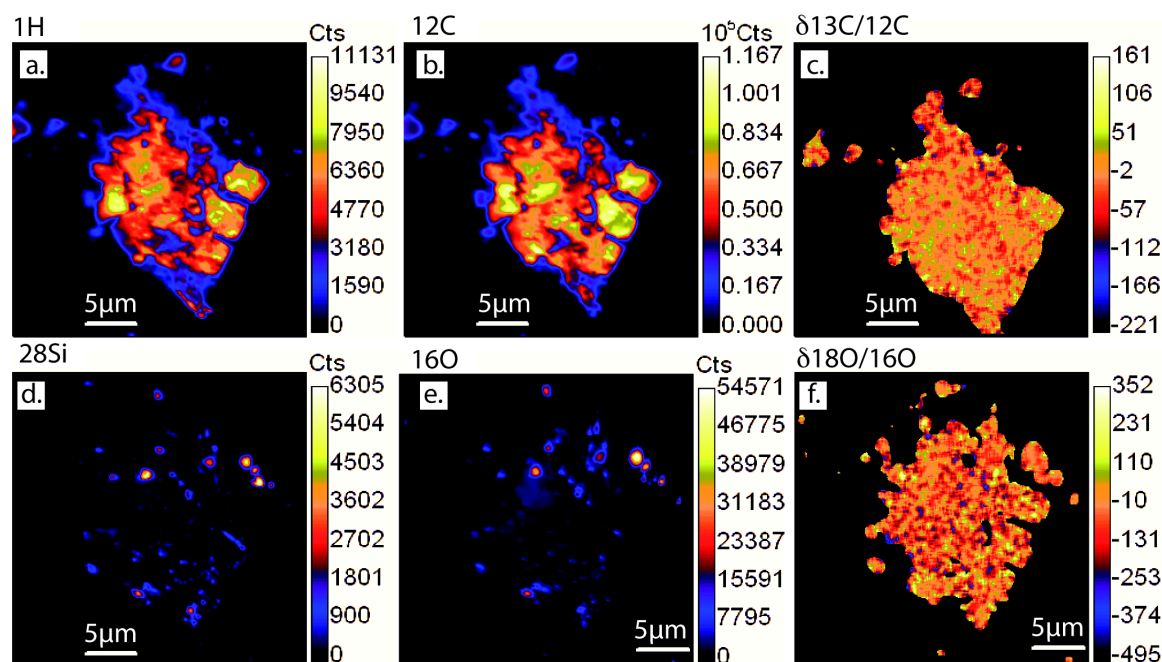


Figure 5.24. Cartographies en ions secondaires de la micrométéorite ultracarbonée DC06-09-119. Les données montrent les cartes élémentaires de l'hydrogène (H), du carbone (^{12}C), de l'oxygène (^{16}O) et du silicium (^{28}Si) et les cartographies des rapports $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Voir Chapitre 2 pour la définition des valeurs δ .

Sur le graphique des rapports D/H *versus* C/H on observe une tendance qui va d'une composante qui a des valeurs de C/H = 1-2 et des valeurs du rapport D/H = $0,5 - 1 \times 10^{-3}$, jusqu'à une composante avec des valeurs plus importantes en C/H qui varient entre 3 et 7 et des rapports en D/H allant de 1×10^{-3} jusqu'à $1,4 \times 10^{-3}$ (Figure 5.26). Le code de couleur (échelle de couleur Figure 5.26) représente la surface sur laquelle le couple de valeur (C/H, D/H) correspondant a été mesuré. Au dessus de cette tendance principale, les valeurs sont

largement étalées vers des rapports D/H supérieurs à $2,5 \times 10^{-3}$ et C/H = 2-6 (Figure 5.26). Cette composante étant statistiquement beaucoup plus faible.

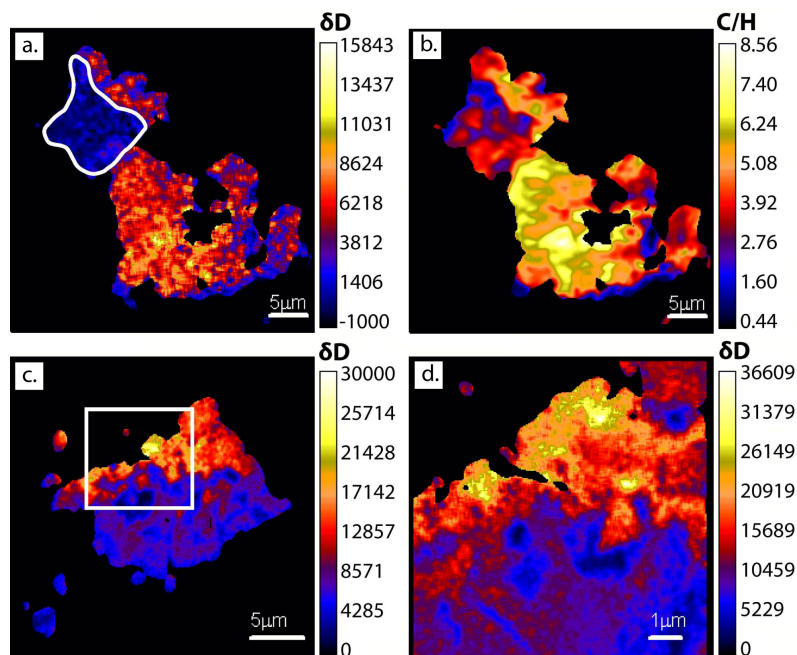


Figure 5.25. Cartes isotopiques et élémentaires obtenues à la NanoSIMS-50 sur les micrométéorites ultracarbonées (DC06-09-19 – a,b ; DC06-09-119 – c,d). (a, b) δD en ‰ et rapport atomique C/H de la particule DC06-09-19. Le contour de la figure (a) indique une région avec un faible rapport D/H (*cf.* Figure 5.2). (c) δD (‰) de la particule #119, (d) zoom sur la cartographie en δD (‰) de la zone encadrée par le rectangle blanc dans la figure (c).

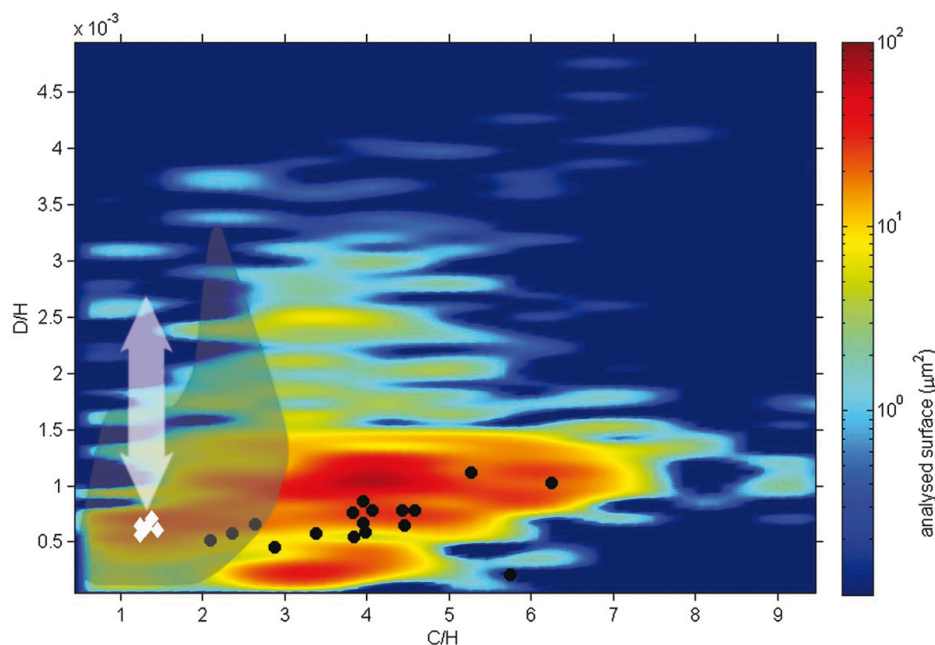


Figure 5.26. Distribution du rapport D/H en fonction du rapport atomiques C/H des micrométéorites ultracarbonées #19 et #119. Le code de couleur (échelle sur la droite) représente la surface totale correspondante au couple de valeurs (D/H, C/H) considéré. Sont aussi représentées : les valeurs mesurées pour la matière organique insoluble des météorites de type CR (losanges blancs) et des chondrites ordinaires non équilibrées (points noirs) d'après Alexander *et al.* (2007); la gamme des "hotspots" riches en deutérium observés dans les chondrites primitives (flèche blanche) d'après Busemann *et al.* (2006); les valeurs mesurées dans les IDPs (surface grise) d'après (Aléon *et al.*, 2001 ; Busemann *et al.*, 2009).

5.3. Discussion

5.3.1. Structure de la matière carbonée

La matière carbonée est la phase dominante dans toutes les micrométéorites ultracarbonées. Elle est caractérisée par une morphologie homogène. Matrajt et al. (2010) décrit quatre types de morphologies présentes dans la matière carbonée des IDPs et des échantillons de la comète Wild 2:

- globulaire - globules remplis ou vides, de forme ronde
- vésiculaire
- lisse
- solide avec des bulles

La matière carbonée observée dans les UCAMMs ressemble à la morphologie lisse observée dans les IDPs et dans les échantillons de la comète Wild 2. Les UCAMMs #45 et #41 contiennent une seule morphologie (lisse), et l'UCAMM #19 présente deux morphologies (lisse et vésiculaire). Les zones lisses dominent dans l'UCAMM #19, mais il y a des régions contenant un matériau carboné vésiculaire. Cette zone restreinte peut être interprétée comme étant due à une hétérogénéité intrinsèque de la matière carbonée échantillonnée ou à une transformation de la matière carbonée par chauffage à l'entrée atmosphérique. La présence de zones étendues de matière carbonée caractérisées par une texture homogène suggère que ces matériaux sont probablement formés dans les mêmes conditions dans le système solaire. Il est possible que l'hétérogénéité de la matière carbonée observée dans les IDPs et les échantillons de la comète Wild 2 (qui présentent au moins deux morphologies par échantillon) soit due à l'échantillonnage de matières carbonées formées dans des conditions différentes dans le système solaire (Matrajt *et al.*, 2010), ou peut être due à des gradients thermiques intra-particules.

Les observations MET-HR de la matière carbonée des UCAMMs montrent un degré important de désordre qui est cohérent avec les résultats des analyses Raman (*cf.* Chapitre 4). La matière carbonée des UCAMMs n'a donc subi qu'une faible transformation pendant leur chauffage à l'entrée atmosphérique. Dans l'UCAMM #41, elle est plus ordonnée que dans les UCAMMs #45 et #19 (#41, #45, #19 - en ordre croissant). Cette différence peut être due au fait que la particule #41 a été coupée entièrement par ultramicrotome et que les coupes analysées proviennent de la surface qui a été en contact avec l'atmosphère pendant le processus de décélération. Les autres échantillons (#45 et #19) sont des fragments des micrométéorites qui peuvent provenir du centre de la particule.

La matière carbonée des météorites est rare et disséminée dans la matrice, avec une concentration globale maximale de l'ordre de quelques % en masse (Gilmour, 2005). Elle est surtout accessible en tant que composant insoluble après déminéralisation de grandes quantités (grammes) de météorites primitives. Dans les UCAMMs les tailles et les teneurs en carbone permettent l'analyse *in situ* d'un composé carboné primitif avec ses minéraux associés sans procédure d'extraction chimique. Les UCAMMs offrent l'accès à l'association entre la matière formée à haute et basse température dans le disque protoplanétaire dans un état de conservation sans précédent.

5.3.2. Formation des minéraux des UCAMMs

La matière carbonée des UCAMMs inclut un nombre important des phases minérales de taille submicrométrique. Les minéraux sont généralement présents sous forme d'agrégats de composition globalement chondritique. Seuls quelques minéraux sont isolés ou dans des objets de texture ignée.

Les principaux minéraux identifiés dans les UCAMMs sont les pyroxènes pauvres en Ca, les olivines et les sulfures de fer.

Les pyroxènes sont toujours plus abondants et plus grands que les olivines et les sulfures de fer. Deux (#19, #41) sur trois (#45) micrométéorites ultracarbonées analysés contiennent des olivines plus riches en FeO que les pyroxènes. En général, les minéraux les plus riches en Fe sont plus petits que les minéraux riches en Mg.

Tous les agrégats contiennent des silicates (olivines et pyroxènes) équilibrés selon leurs rapports Mg/Fe. Cependant ces rapports varient d'un agrégat à un autre. Ces informations suggèrent que ces agrégats sont en équilibre chimique, cependant ces conditions ayant permis d'atteindre ces équilibres n'ont pas été les mêmes pour tous les agrégats. Des agrégats polycristallins équilibrés ont été identifiés dans les IDPs (Bradley, 1994b; Keller and Messenger, 2009; Messenger *et al.*, 2010). Ils contiennent des silicates riches en Mg, des pyrrhotites, des phases vitreuses riches en Mg-Al-Si, des quantités mineures en diopside mais pas d'alliage métallique (Keller and Messenger, 2009). Ces agrégats sont interprétés comme des objets fondus (Bradley, 1994b), ou formés par le recuit de précurseurs amorphes (Keller and Messenger, 2009). Les agrégats des UCAMMs ont des minéraux et des compositions similaires aux agrégats équilibrés observés dans les IDPs mais ils n'ont pas les mêmes textures.

L'UCAMM #19 contient des objets sphériques avec d'abondants sulfures de fer inclus dans une matrice vitreuse riche en Mg et Si, qui présentent des similarités avec les GEMS des IDPs (Bradley, 1994b). Des GEMS ont été également observés dans les micrométéorites collectées en Antarctique par une équipe japonaise à Tottuki Point, (Noguchi *et al.*, 2008). Ces GEMS des micrométéorites japonaises contiennent une quantité d'alliages Fe-Ni compatible avec celle des IDPs, et plus importante que pour les GEMS observés dans l'UCAMM #19 où ces phases sont extrêmement rares. L'absence d'alliages Fe-Ni dans les GEMS de l'UCAMM #19 suggère qu'ils se sont formés par des processus différents que les GEMS des IDPs. Keller *et al.* (2010) montrent que l'irradiation de sulfures de fer peut conduire à une pulvérisation préférentielle du S et à la formation d'alliages Fe-Ni sur des zones d'une épaisseur de 2-3 nm. L'absence d'alliages Fe-Ni dans les GEMS des UCAMMs suggère donc qu'ils n'ont pas été soumis à une telle irradiation. Une autre possibilité est que les alliages Fe-Ni initialement présents dans les GEMS des UCAMMs auraient subi des processus de sulfuration (Lauretta *et al.*, 1998). La majorité des GEMS des IDPs et les objets similaires aux GEMS de l'UCAMM #19 ont généralement des teneurs en Mg, Fe et Ca inférieures à celles du système solaire (Keller and Messenger, 2004). Seule la teneur en soufre des objets similaires aux GEMS de l'UCAMM est plus élevée que dans le système solaire et les GEMS des IDPs. Ces informations suggèrent que cette UCAMM a subi un processus de sulfuration dans le disque protosolaire plus intense ou de façon plus prolongée que dans les IDPs.

Les UCAMMs contiennent des objets de petites tailles (~ 100 nm à ~ 4 µm) et de forme quasi-sphérique qui pourraient faire penser à des nano-chondres. Leurs formes sphériques et leurs textures suggèrent en effet qu'ils ont subi des processus de fusion. Les chondres ont

généralement des tailles allant de la dizaine de μm jusqu'au mm (Aleón, 2010), mais il existe des exemples de chondres de très petites tailles dans la littérature : un nano-chondre (mais de taille encore environ quatre fois supérieure à celles observées dans les UCAMMs) a été identifiée dans la météorite Semarkona (Alexander *et al.*, 1989); un petit chondre de 250 nm de diamètre a été observé dans la chondrite ordinaire de type LL3 – Piancaldoli (Rubin *et al.*, 1982). Comparés aux objets sphériques observés dans les UCAMMs, les dimensions, les textures et les compositions minéralogiques de ces petites chondres (Rubin *et al.*, 1982; Alexander *et al.*, 1989) ne sont pas les mêmes. L'objet sphérique observé dans l'UCAMM #41 est similaire à celle des chondres de type porphyriques, du type IB (pauvres en FeO) (*cf.* Annexe C). La présence d'alliages Fe-Ni et des pyroxènes riches en Mg indique que cet objet s'est formé dans un environnement réducteur. La composition des phases vitreuses de ces objets est compatible avec les compositions mesurées dans la mésostase de chondres de différents types des météorites chondrites (Brearley and Jones, 1998). Le(s) processus de formation de ces objets reste(nt) à déterminer avec précision, mais ils se sont clairement formés à partir d'un liquide porté à haute température, probablement dans les régions internes du disque protosolaire.

Après les silicates, les sulfures de fer sont les minéraux les plus abondants dans les UCAMMs. Ils sont les minéraux le plus souvent identifiés dans les matériaux météoritiques et cométaires (Bradley, 2005; Zolensky *et al.*, 2006b). Dans les modèles thermodynamiques du disque protoplanétaire les éléments qui composent les sulfures de fer sont sous forme gazeuse (H_2S - H_2) à une température supérieur à 1400 K (*e.g.* Grossman and Larimer, 1974; Kelly and Larimer, 1977; Sears, 1978; Lauretta *et al.*, 1998). Lorsque la température baisse (1200-1400 K) des grains métalliques commencent à condenser. Les sulfures peuvent se former à partir d'une température inférieure à 710 K (Grossman and Larimer, 1974; Kelly and Larimer, 1977; Sears, 1978). Des études expérimentales faites sur des fragments de la météorite Canyon Diablo montrent que la kamacite peut subir des processus de sulfuration à des températures et des compositions du gaz compatibles avec les conditions existantes dans le disque protoplanétaire (Lauretta *et al.*, 1998). La sulfuration est un processus rapide qui pourrait avoir eu lieu dans un environnement riche en gaz. Il est possible que l'abondance relative des sulfures par rapport aux alliages Fe-Ni soit liée aux réactions chimiques entre les gaz et les grains (sulfuration).

Les alliages Fe-Ni sont très rares dans les UCAMMs par rapport aux chondrites. Des phases comme la kamacite (α) et la taenite (δ) ont été observés mais jamais ensemble dans le même échantillon. La taenite est rare dans les échantillons d'origine cométaire (*i.e.* les CP-IDPs ou les échantillons de la comète Wild 2) (Fraundorf, 1981; Bradley, 1994b; Chi *et al.*, 2007).

La plupart des phases exotiques identifiées dans ce travail (comme les sulfures de Fe-Mn-Mg et du Zn et la perryite) sont des minéraux secondaires rencontrés dans les chondrites à enstatite (*e.g.* Brearley and Jones, 1998). Sauf pour la spinelle, elles se forment dans des conditions extrêmement réductrices (Brearley and Jones, 1998). Deux de ces minéraux (spinelles Mg-Al-Cr et sulfures de Zn) ont été identifiés dans des échantillons de la comète Wild 2 (Berger *et al.*, 2008; Leroux, 2009; Leroux and Stodolna, 2009). L'identification des sulfures de Zn dans les échantillons de la comète Wild 2 suggèrent que ces phases n'ont pas subi des températures supérieures à 600 K (Berger *et al.*, 2008).

La ferrihydrite a été identifiée dans les météorites (Tomeoka and Buseck, 1988; Brearley, 1989; Treiman *et al.*, 1993; Lee *et al.*, 1996), les micrométéorites (Maurette, 1998; Matrajt, 2001) et les IDPs (Rietmeijer, 1996; Matrajt *et al.*, 2002). Cette phase est interprétée comme résultant de l'altération aqueuse sur le corps parent (Treiman *et al.*, 1993; Lee *et al.*,

1996). Aucun signe d'altération aqueuse n'est observé dans les UCAMMs, ce qui suggère que cette phase pourrait se former par des processus différents. Cornell *et al.* (1996) et Mendoza *et al.* (1991) suggèrent que la ferrihydrite pourrait être formée par la déposition en phase vapeur d'une solution de $\text{Fe}(\text{CO})_5$ suivie d'une phase d'irradiation UV. La formation de ferrihydrite par un procédé de ce type dans les UCAMMs est donc à considérer.

La minéralogie des UCAMMs montre donc un mélange de phases formées à haute température (silicates magnésiens), de phases ayant subi des épisodes de chauffage (silicates équilibrés) voire de fusion (textures ignées). Ces minéraux sont largement cristallins, et sous forme de petits agrégats inclus dans une matière carbonée dominante. Cette coexistence de phases formées dans différentes conditions de pressions et de températures suggèrent l'existence d'un transport de matière à grande échelle dans le disque protoplanétaire (Shu *et al.*, 1997; Shu *et al.*, 2000; Bockelée-Morvan *et al.*, 2002; Ciesla, 2009).

5.3.3. Origine des UCAMMs

Les UCAMMs présentent les caractéristiques suivantes :

- Les teneurs en carbone exceptionnellement élevées des UCAMMs sont égales ou supérieures à celle des IDPs les plus riches en carbone (Thomas *et al.*, 1992 ; Keller *et al.*, 2004b). Ces abondances en carbone se rapprochent des particules CHON qui représenteraient 22% des particules de poussière détectées dans la comète 1P/Halley (Lawler and Brownlee, 1992 ; Fomenkova *et al.*, 1994).
- Les excès en deutérium des micrométéorites ultracarbonées sont compatibles avec ceux des "hotspots" des IDPs les plus riches en deutérium (Messenger, 2000 ; Aléon *et al.*, 2001). Une valeur élevée du rapport D/H est mesurée dans HCN des comètes (Meier *et al.*, 1998a).

Une origine cométaire est proposée pour certaines IDPs chondritiques poreuses anhydres sur la base de leurs teneurs en gaz rares, leur importante porosité, leur teneur en carbone et les rapports en D/H élevés (Thomas *et al.*, 1992 ; Messenger, 2000 ; Bradley, 2005). Des IDPs collectées par la NASA en avril 2003 sont également associés plus précisément à la comète 26P/Grigg-Skjellerup grâce à leur période de collecte qui montrait un flux important de particules provenant de cette comète de la famille de Jupiter (Busemann *et al.*, 2009).

On observe dans les micrométéorites ultracarbonées que la composante la plus riche en deutérium a des rapports C/H supérieurs à 2-3. Cette tendance est aussi observée dans les IDPs cométaires en particulier ceux collectés dans le sillage de la comète 26P/Grigg-Skjellerup (Busemann *et al.*, 2009). Les données de microscopie électronique en haute résolution montrent une structure très désorganisée de cette matière carbonée. Cette observation exclut l'hypothèse que les valeurs élevées en C/H puissent résulter d'une graphitisation significative de la matière carbonée. Les régions dans lesquelles ces échantillons se sont formés sont les régions froides.

Les phases cristallines et amorphes des UCAMMs sont comparables à celles détectées dans la poussière de différentes comètes (Wooden, 2008). Elles sont compatibles avec le matériau de la comète 81P/Wild 2 (Zolensky *et al.*, 2006b).

L'ensemble de ces données indique que ces particules ont très probablement une origine cométaire.

Si cette hypothèse est en accord avec les caractéristiques minéralogiques, les teneurs chimiques et les rapports isotopiques des grains, en revanche elle soulève une question concernant l'entrée atmosphérique. Les particules interplanétaires d'origine cométaire sont supposées préférentiellement détruites à l'entrée atmosphérique par rapport à celles d'origine astéroïdale. Ainsi certains modèles dynamiques prévoient que les particules cométaires de tailles supérieures à 70 μm ont des vitesses d'entrée atmosphérique supérieures à 15 km.s^{-1} à cause de leurs orbites très excentriques (Love and Brownlee, 1991). Pourtant, des études théoriques récentes montrent qu'une fois libérées de leur corps parent, les trajectoires des poussières de cette taille là peuvent évoluer (en raison de résonances avec des planètes géantes, de la pression de radiation, de l'effet Poynting-Robertson et du vent solaire) et la poussière cométaire peut finalement avoir des orbites difficiles à distinguer des trajectoires typiquement astéroïdales (Liou *et al.*, 1996 ; Nesvorny *et al.*, 2010). La nature non fondue des UCAMMs indique des vitesses d'entrée atmosphérique faibles sans doute liées à une telle évolution orbitale.

5.3.4. Origine des enrichissements en deutérium

Les rapports D/H élevés observés dans les matériaux interplanétaires ont longtemps été attribués à la chimie interstellaire car de forts enrichissements en deutérium ($\text{D/H} > 0,01$) sont observés dans la phase gazeuse des nuages moléculaires froids (Millar *et al.*, 1989). Les UCAMMs nous procurent une fenêtre extrêmement intéressante sur cette question dans la mesure où elles permettent d'étudier en détail l'association entre une matière carbonée riche en deutérium et ses minéraux associés.

Il existe une limite supérieure sur la fraction de minéraux cristallins par rapport aux silicates amorphes dans le milieu interstellaire ($< 0,2\%$ en masse, Kemper *et al.*, 2004). Si la matière carbonée des UCAMMs était un héritage direct d'origine interstellaire, on pourrait s'attendre à ce que les minéraux associés à ces particules soient largement dominés par des silicates amorphes, ce qui n'est pas le cas. La quantité de matériau cristallin dans les UCAMMs (au minimum 24%) est très largement supérieure au degré de cristallinité des silicates dans le milieu interstellaire. La matière carbonée de UCAMMs contient aussi des phases cristallines typiques des silicates transformées dans le disque d'accrétion (Scott and Krot, 2005), telles que les agrégats équilibrés observés également dans les IDPs anhydres (Bradley, 1994b) et dans la fraction fine des particules de la comète 81P/Wild 2 (Brownlee *et al.*, 2006). Les UCAMMs ne peuvent donc pas être considérées comme un héritage interstellaire direct. Elles représentent plus probablement un échantillonnage de la matière carbonée et minérale présente dans le disque protoplanétaire à plusieurs dizaines d'unités astronomiques du proto-Soleil. La présence de molécules riches en deutérium dans les disques protoplanétaires a été abondamment décrite, tant du point de vue théorique qu'observationnel (*e.g.* Ceccarelli and Dominik, 2005). Nos données sont compatibles avec la formation et la deutération de la matière carbonée des UCAMMs dans le système solaire lui-même (*cf.* aussi Remusat *et al.*, 2006).

5.3.5. Hétérogénéité isotopique de la matière carbonée

La matière carbonée extraterrestre présente des compositions hétérogènes en deutérium. Des valeurs en $\delta\text{D} \text{ ‰}$ aussi élevées que celles des UCAMMs ont été identifiées comme "hotspots" dans la matière carbonée des IDPs (Messenger, 2000) mais aussi dans la matière organique insoluble des météorites (Busemann *et al.*, 2006).

Dans les IDPs ces enrichissements extrêmes en deutérium ont été mesurés dans un agrégat anhydre appelée *Dragonfly*, qui présente des valeurs du rapport D/H qui varie entre 9×10^{-5} jusqu'à $\sim 8 \times 10^{-3}$ ($\delta D \sim -423\text{‰}$ et $\delta D \sim 50\,000\text{‰}$) (Messenger, 2000).

Dans les météorites, Busemann et al. (2006) ont identifié des “hotspots” avec des enrichissements importants en deutérium dans la MOI des chondrites de type CR. La valeur la plus élevée est $\delta D = 19\,400 \pm 4\,600\text{‰}$. Dans les cartographies isotopiques réalisées *in situ* dans la matière organique insoluble des chondrites primitives, la contribution des “hotspots” enrichis en deutérium dans les valeurs globales du rapport D/H reste faible (Busemann *et al.*, 2006 ; Remusat *et al.*, 2009).

Dans les comètes, les premières valeurs du rapport D/H de l'eau cométaire ont été obtenues avec la contribution des spectromètres de masse à bord de la sonde spatiale Giotto qui a survolé la comète 1P/Halley. D'autres observations ont été réalisées depuis le sol dans les molécules (HDO, DCN) des comètes C/1996 B2 (Hyakutake) et C/1995 O1 (Hale-Bopp) et C/1999 S4 (LINEAR). La détection dans ces comètes du nuage d'Oort de vapeur d'eau et de molécules organiques contenant des excès en deutérium avec des valeurs du rapport D/H de 2 à 15 fois la valeur terrestre montrent la présence d'une composante cométaire solide enrichie en deutérium (Meier and Owen, 1999). Cependant, les mesures isotopiques des fragments de la comète 81P/Wild 2 collectés par la mission Stardust montrent des rapports D/H modérés qui ne dépassent pas 3 fois la valeur terrestre ($D/H = 119 \pm 20 - 505 \pm 153$; $\delta D = -238 \pm 130\text{‰} - 2243 \pm 984\text{‰}$) (McKeegan *et al.*, 2006). Cette observation peut indiquer une modification importante des échantillons au cours du processus de collecte dans l'aérogel.

La valeur moyenne du rapport D/H de UCAMMs est compatible avec celles des “hotspots” riches en deutérium identifiés dans les autres matériaux interplanétaires. Cependant, les enrichissements en deutérium dans les UCAMMs sont identifiés sur des surfaces beaucoup plus larges que celles rapportés antérieurement dans les autres matériaux extraterrestres. Les régions riches en D ayant des valeurs supérieures à 10 fois la valeur terrestre représentent la quasi-totalité de la surface analysée.

Une première tendance des données D/H vs. C/H des UCAMMs correspond à celle rapportée dans les analyses globales de la matière organique insoluble (MOI) des chondrites CR (Alexander *et al.*, 2007). Alexander et al. (2007) identifient cette MOI des valeurs du rapport D/H qui varient entre $5,6 \times 10^{-4}$ et $7,1 \times 10^{-4}$ ($\delta D = 2619-3527\text{‰}$). Cependant, les “hotspots” de la matière organique insoluble de météorites CR présentent des rapports C/H limités à une zone plus restreinte ($1 < C/H < 1,5$) que dans les UCAMMs (Busemann *et al.*, 2006). La composante enrichie en deutérium des micrométéorites ultracarbonées semble s'étendre à des valeurs de C/H plus élevées (> 3).

Les données D/H et C/H des UCAMMs suivent également une évolution comparable à celle observée dans la matière organique insoluble des chondrites ordinaires non équilibrées (UOCs) (Alexander *et al.*, 2007). Les valeurs du rapport D/H des UOCs varient entre $2,1 \times 10^{-4}$ et 11×10^{-4} ($\delta D = 346-6181\text{‰}$) (Figure 5.26).

Alexander et al. (2007) suggèrent que cette tendance pourrait être due à des processus secondaires sur le corps parent. Cependant, il est difficile de concevoir que cette hypothèse soit valable pour les UCAMMs:

- les UCAMMs et les chondrites ordinaires non équilibrées ont des différences chimiques et minéralogiques très importantes. En particulier la concentration de la matière carbonée des chondrites ordinaires non équilibrées ($< 0,5\%$ en poids) (Alexander *et al.*, 2007) est de très loin inférieure à celle observée dans UCAMMs
- il n'y a pas de signe de métamorphisme thermique dans les UCAMMs

- la gamme de variation des rapports D/H est observée dans les UCAMMs sur des surfaces réduites (quelques dizaines de μm^2), alors que les tendances observées pour les UOCs s'appliquent à des analyses de MOI extraits de plusieurs grammes de météorites. La comparaison entre les deux jeux de données est donc difficile à interpréter.

Les données recueillies sur les UCAMMs sont donc plutôt compatibles avec un échantillonnage d'un réservoir hétérogène de matière carbonée (*e.g.* Remusat *et al.*, 2010).

5.4. Conclusions

Les micrométéorites ultracarbonées sont des particules non équilibrées, qui n'ont pas subi de processus d'altération ni avant l'entrée atmosphérique, ni dans la neige en Antarctique. Elles contiennent des minéraux complexes qui sont en général sous forme d'agrégats et rarement isolés ou dans des objets présentant une microtexture ignée. Une diversité d'objets et de minéraux formés par des processus différents sont identifiés: des objets similaires aux GEMS, des whiskers d'enstatite, des minéraux formés dans des différentes conditions d'oxydo-réduction et enfin des objets ignés montrant des ressemblances avec les chondres. Toutes ces phases sont incorporées dans une matière carbonée désorganisée avec des rapports D/H très élevés, jusqu'à 10-30 fois la valeur terrestre. Ces enrichissements en deutérium s'étendent sur des surfaces (des centaines de μm^2) très supérieures à celles des "hotspots" observés dans les autres objets extraterrestres.

La forte teneur en carbone et les fortes teneurs en deutérium de la matière carbonée, ainsi que leur minéralogie compatible avec celle des poussières cométaires, suggèrent une origine cométaire des UCAMMs.

L'association entre la matière carbonée enrichie en deutérium et des minéraux cristallins formés à haute température suggère que le matériel condensé ou transformé proche du proto-Soleil peut être efficacement transportés à plusieurs dizaines d'unités astronomiques (Brownlee *et al.*, 2006). Le réservoir de matière carbonée révélé par les UCAMMs a pu se former dans le système solaire lui-même plutôt que d'être directement hérité du milieu interstellaire. La masse des particules varie entre quelques dixièmes à quelques microgrammes, ce qui dépasse de plus d'un ordre de grandeur la taille moyenne des plus grands échantillons collectés par la mission Stardust dans la queue de la comète 81P/Wild 2.

La compréhension des conditions (température, pression et composition) de formation des comètes dans le système solaire reste limitée même avec les résultats fournis par la mission Stardust sur la comète Wild 2 (Flynn *et al.*, 2006; Hörz *et al.*, 2006 et Brownlee, 2006 #2383; Keller *et al.*, 2006; McKeegan *et al.*, 2006; Sandford *et al.*, 2006; Zolensky *et al.*, 2006b).

Les UCAMMs offrent l'accès à l'association entre la matière formée à haute et basse température du disque protoplanétaire, dans un état de conservation sans précédent. Ces échantillons sont des objets très primitifs, leur analyse peut nous permettre d'obtenir des informations sur les conditions de formation de la matière cométaire et les processus physico-chimique qui ont pu avoir lieu dans le système solaire primitif.

6. Conclusions et perspectives

"Il ne me reste que peu de temps pour rêver à ma destinée !" Edgar Allan Poe

Les corps glacés des régions externes du système solaire permettent de fournir des renseignements sur les premières étapes de formation du système solaire, il y a ~ 4,56 milliards d'années. Notre compréhension de la formation du système solaire a évolué grâce au retour d'échantillons cométaires par la mission Stardust (NASA) en 2006. La surprise dévoilée par les particules micrométriques de la comète 81P/Wild 2 est leur affinité avec la matière des météorites primitives et l'identification de phases minérales formées dans les régions internes du système solaire. Ces résultats suggèrent l'existence pendant quelques millions d'années de mécanisme(s) de mélange radial à grande échelle dans le disque protoplanétaire. Ces résultats impliquent également l'existence d'un continuum entre matière astéroïdale et cométaire.

Les micrométéorites antarctiques sont des échantillons primitifs de tailles allant jusqu'à plusieurs centaines de microns, intermédiaires entre les météorites primitives et les poussières interplanétaires collectées dans la stratosphère par la NASA (IDPs) ou les particules cométaires collectés par la mission Stardust. Elles constituent l'essentiel de l'apport extraterrestre sur Terre et proviennent des astéroïdes et des comètes. Elles constituent des objets privilégiés pour étudier le continuum astéroïde-comète.

La dernière collection de micrométéorites CONCORDIA 2006 réalisée par le groupe d'Astrophysique du Solide du CSNSM dans la neige ultra-propre de Dôme C, proche de la station antarctique CONCORDIA, constitue la collection la moins biaisée de particules de poussières cosmiques "géantes" disponibles pour analyses en laboratoire. La qualité de cette collection a permis d'identifier deux nouvelles familles de micrométéorites : les friables-poreuses à grain fin (FgF, *Fine-grained Fluffy*) et les micrométéorites ultracarbonées (UCAMM, *Ultracarbonaceous Antarctic MicroMeteorite*).

Une comparaison entre les micrométéorites et les échantillons de la comète 81P/Wild 2 a été réalisée. Des similarités importantes sont observées en termes de compositions chimiques, minéralogiques et isotopiques. Une grande diversité de composés comme des chondres, des fragments de CAIs (les plus anciens objets connus du système solaire) et différents composés organiques formés dans une large gamme de distances héliocentriques sont identifiés dans les deux populations d'échantillons extraterrestres. Ces observations confirment l'existence d'un continuum dans le disque protoplanétaire entre la matière primitive astéroïdale et cométaire et la primitivité des micrométéorites.

Nous avons réalisé une étude systématique de la matière carbonée des micrométéorites par micro-spectroscopie Raman afin de les comparer avec d'autres objets primitifs et d'étudier la possible modification de cette matière carbonée à l'entrée atmosphérique. Parmi la gamme d'échantillons choisis, avec une gradation d'altération thermique liée à l'entrée atmosphérique, environ 65% d'entre eux contiennent une quantité importante de matière carbonée polyaromatique présentant un fort degré de désordre. La caractérisation de ce type de matière

carbonée de faible degré de maturité a été faite en utilisant la largeur à mi-hauteur et la position de la bande G du carbone et le rapport d'intensité des bandes D et G du carbone. L'absence de bandes du carbone dans les autres échantillons (35%) peut s'expliquer soit par une perte du carbone pendant le chauffage à l'entrée atmosphérique, soit par un artefact de préparation d'échantillons pour l'analyse, ou enfin par une faible abondance intrinsèque de matière carbonée. L'échauffement à l'entrée atmosphérique n'a pas d'incidence sur la structure de la matière carbonée des micrométéorites. Seuls de légers processus d'oxydation de la matière carbonée ont été observés dans les micrométéorites partiellement fondues (scories) à l'entrée atmosphérique. Les résultats Raman confirment la primitivité de la matière carbonée des micrométéorites. Les objets se rapprochant le plus des micrométéorites sont les chondrites carbonées, les IDPs et les échantillons de Wild 2.

Nous avons poursuivi la caractérisation des micrométéorites de la collecte CONCORDIA grâce à des observations spectroscopiques, minéralogiques, pétrographiques et isotopiques de la matière carbonée et des minéraux des *micrométéorites ultracarbonées* (UCAMMs). La forte teneur en carbone de ces particules est exceptionnelle et ne se retrouve que rarement dans d'autres objets extraterrestres (quelques IDPs et micrométéorites de la collection japonaise). La phase carbonée présente un fort degré de désordre et montre la présence du groupement nitrile. De forts enrichissements en deutérium (30 fois la valeur terrestre) ont été mesurés dans cette matière carbonée, sur des surfaces de plusieurs centaines de micromètres carrés. Cette matière carbonée est isotopiquement différente de celle des micrométéorites *chondritiques* à grain fin (qui ne présentent pas de tels enrichissements en deutérium). Pourtant cette matière carbonée ne montre pas de différences significatives du point de vue structural. La forte teneur en matière carbonée et son enrichissement en deutérium suggèrent une origine de ces échantillons dans les régions froides du disque protoplanétaire. La matière carbonée inclut des phases minérales cristallines. Les minéraux sont observés soit sous forme d'agrégats de phases de petites tailles (quelques centaines de nanomètres), des phases ressemblant au GEMS, plus rarement sous forme de minéraux isolés de plus grandes tailles (de l'ordre du micromètre). On observe aussi, mais plus rarement des objets présentant une microtexture ignée. La minéralogie des UCAMMs est dominée par les olivines, pyroxènes et sulfures de fer pauvres en nickel. Des phases ressemblant au GEMS (*Glass with Embedded Metal and Sulfides*) des IDPs sont identifiées. Les GEMS n'existent que dans les objets extraterrestres les plus primitifs. Il est possible qu'ils soient d'origine présolaire. La minéralogie des UCAMMs montre que ce sont des objets non-équilibrés et qui n'ont pas subi de processus d'altération. La matière carbonée s'est formée à basse température, en revanche, les fractions minérales montrent des compositions et des textures suggérant une formation à haute température. Leur grande diversité confirme l'existence d'un processus de transport radial dans le système solaire primitif, ayant conduit les phases formées à haute température près du Soleil vers les régions froides du disque. L'association de cette matière carbonée fortement enrichie en deutérium avec des minéraux formés dans le système solaire interne plaide pour une origine *solaire* de cette matière carbonée (et de sa deutération), alors que jusqu'à présent les forts enrichissements en deutérium observés sous forme de "hotspots" dans les météorites et les IDPs étaient interprétés comme un héritage *interstellaire*.

Les particules de poussière interplanétaires (micrométéorites et IDPs), sont les échantillons disponibles en laboratoire pour analyser le continuum astéroïdes-comètes. Les UCAMMs offrent une opportunité unique d'étudier les processus des régions froides du système solaire.

L'étude effectuée nous amène à proposer d'autres voies d'investigations brièvement décrites ci-dessous.

Les objets similaires aux GEMS des IDPs, identifiés au microscope électronique en transmission dans la micrométéorite ultracarbonée (UCAMM) DC06-09-19 vont être examinés avec le SuperSTEM en utilisant une énergie de l'ordre de 300 kV. Je vais réaliser cette étude en collaboration avec J. P. Bradley à l'*Institute of Geophysics and Planetary Physics, Lawrence Livermore National Laboratory* (USA). L'objectif de cette étude est de réaliser une comparaison précise entre les GEMS identifiés dans les IDPs et ceux observés dans l'UCAMM pour comprendre les mécanismes et les régions de formation de ces objets.

Des nouvelles informations sur la composition chimique de la matière carbonée des micrométéorites ultracarbonées pourront être apportées par des observations avec le STXM (*Scanning Transmission X-ray Microscope*) et le XANES (*X-ray Absorption Near Edge Structure*). Les mesures seront réalisées en collaboration avec Karim Benzerara de l'*Institut de Minéralogie et de Physique des Milieux Condensés*, Paris. La technique d'enrobage dans le soufre pour l'ultramicrotomie devra être développée pour ces analyses dans les UCAMMs.

Des investigations par micro-spectroscopie Raman avec différentes longueurs d'ondes pourront nous donner des informations supplémentaires sur les caractéristiques de la matière carbonée. De plus, des renseignements sur les groupements fonctionnels de cette matière carbonée pourront être apportés par des analyses infrarouges. Ces observations seront réalisées en collaboration avec Eric Quirico (*Laboratoire de Planétologie de Grenoble*).

La mission Hayabusa est revenue sur Terre et la capsule a été retrouvée intacte le 14 Juin 2010. Elle pourrait contenir les premiers échantillons astéroïdaux rapportés sur Terre (astéroïde 25143-Itokawa), et servir de comparaison pour mieux comprendre la formation et l'évolution de la matière du système solaire. D'autres missions spatiales d'analyses *in situ* ou de retour d'échantillons pourront également contribuer à une meilleure compréhension de la formation du système solaire. C'est le cas de la mission Rosetta qui rencontrera la comète 67P/Churyumov-Gerasimenko en 2014 pour des analyses *in situ*. Une mission "Hayabusa 2" est en cours d'étude auprès de l'agence spatiale japonaise et pourrait inclure une contribution française (équipe de "MARCO POLO" qui n'a pas été retenue dans le programme Cosmic Vision de l'ESA).

7. Annexes

ANNEXE A

PUBLICATIONS ET COMMUNICATIONS RELATIVES À CETTE THÈSE

Articles publiés

- Dobrică E., Engrand C., Duprat J., Gounelle M., Leroux H., Quirico E., and Rouzaud J.-N. (2009) Connection between micrometeorites and Wild 2 particles: from Antarctic snow to cometary ices. *Meteoritics & Planetary Science* **44**(10), 1643-1661.
- Duprat J., Dobrică E., Engrand C., Aleon J., Marrocchi Y., Mostefaoui S., Meibom A., Leroux H., Rouzaud J.-N., Gounelle M., and Robert F. (2010) Extreme Deuterium Excesses in Ultracarbonaceous Micrometeorites from Central Antarctic Snow. *Science* **328**(5979), 742-745.

Résumés publiés dans les actes de conférences internationales

- Dobrică E., Engrand C., Leroux H., Duprat J., and Gounelle M. (2008) Classic and exotic particles in the 2006 CONCORDIA Antarctic micrometeorite collection. *Lunar and Planetary Institute Science Conference XXXIX*, #1672 (CD-ROM).
- Dobrică E., Moine B. N., Poitrasson F., Toplis M. J., and Bascou J. (2008) Rare earth element insights into the petrologic evolution of the Acapulcoite - Lodranite parent body. *Lunar and Planetary Institute Science Conference XXXIX*, #1327 (CD-ROM).
- Dobrică E., Engrand C., Quirico E., Montagnac G., and Duprat J. (2008) New clues on composition and structure of carbonaceous matter in Antarctic micrometeorites. *Meteoritics & Planetary Science* **43**(7), A38-A38.
- Dobrică E., Engrand C., Leroux H., Rouzaud J.-N., and Duprat J. (2009) Transmission Electron Microscopy of Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorites of Possible Cometary Origin. *Lunar and Planetary Science Conference XL*, #1534.
- Dobrică E., Engrand C., Quirico E., Montagnac G., and Duprat J. (2009) Immature Carbonaceous Matter in CONCORDIA Antarctic Micrometeorites. *Lunar and Planetary Science Conference XL*, #1688.
- Dobrică E., Engrand C., Leroux H., and Duprat J. (2009) Fine-grained Mineralogy of Cometary Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorites. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* **72**, 5231.
- Dobrică E., Engrand C., Leroux H., and Duprat J. (2010) Investigation of Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorites by Analytical Transmission Electron Microscopy. *Lunar and Planetary Science Conference*, #1613.
- Dobrică E., Engrand C., Duprat J., and Gounelle M. (2010) A Statistical Overview of CONCORDIA Antarctic Micrometeorites. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* **73**, #5213.

*

* *

- Bascou J., Dobrică E., Maurice C., Moine B. N., and Toplis M. J. (2008) Texture analysis in Acapulco and Lodran achondrites. *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, #1317.
- Duprat J., Dobrică E., Engrand C., Aléon J., Gounelle M., Leroux H., Marrocchi Y., Meibom A., Mostefaoui S., Quirico E., Rouzaud J.-N., Slodzian G., and Robert F. (2009) Extreme deuterium enrichment in organic matter from cometary Antarctic micrometeorites. *Lunar and Planetary Science Conference XL*, #1724.
- Engrand C., Narcisi B., Petit J.-R., Dobrică E., and Duprat J. (2008) Cosmic dust layers in EPICA-Dome C deep ice core. *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, #1554 (CD-ROM).
- Engrand C., Narcisi B., Petit J.-R., Dobrică E., and Duprat J. (2010) Oxygen Isotopes of EPICA - Dome C Extraterrestrial Dust Layers: Constraints on the Nature of the Impactors. *Lunar and Planetary Science Conference*, #1981.
- Engrand C., Narcisi B., Petit J. R., Dobrică E., Duprat J., Vaubaillon J., and Colas F. (2008) More clues about the EPICA-Dome C extraterrestrial events. *Meteoritics & Planetary Science* **43**(7), A41-A41.
- Imae N., Dobrică E., Engrand C., Duprat J., and Iwata N. (2008) Petrology and mineralogy of micrometeorites from Tottuki Coast in Antarctica. *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, #1729.
- Moine B. N., Dobrică E., Hammouda T., Boyet M., and Poitrasson F. (2009) Partial Melting of Lodran Protolith. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* **72**, 5235.
- Wilson R. C., Dobrică E., Pearson V. K., Turner D. C., and Gilmour I. (2008) Comprehensive organic analysis of antarctic micrometeorites. *Lunar and Planetary Science Conference XXXIX*, #1763.

Présentations dans des workshops:

- “CONCORDIA micrometeorites: from Antarctic snow to cometary ices”, vendredi 27 juin 2008, NESSI (Network for Early Solar System Investigation) workshop, Natural History Museum, London.
- “Comparison of Wild-2 grains with micrometeorites”, mardi 28 octobre 2008, Timber Cove II workshop on Stardust results, California, USA.
- “Etude par MET des micrométéorites”, jeudi 15 janvier 2009, Journée thématique de la SFMC, Microscopie Electronique en Translission, Université des Sciences et Technologies de Lille.
- “CONCORDIA micrometeorites: from Antarctic snow to cometary ices”, vendredi 2 October 2009, "ORIGINS" RTN Marie Curie annual meeting, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris.

Présentations grand public

- “*Les micrométéorites des neiges antarctiques*”, jeudi 5 février 2009, "Les jeudis de la recherche", CSNSM Orsay.

Séminaires de laboratoire

- “*Des neiges antarctiques aux glaces cométaires*”, jeudi 24 septembre 2009, CSNSM Orsay.
- “*CONCORDIA Micrometeorites: from Antarctic snow to cometary ices*”, lundi 8 mars 2010, University of New Mexico, Albuquerque, USA

ANNEXE B

GLOSSAIRE MINÉRALOGIQUE

Minéraux dans les météorites

La liste et les caractéristiques des minéraux présents dans les météorites ont été compilées d'après plusieurs livres et articles :

- Deer W. A., Howie R. A. et Zussman J. (1992) *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 2e édition, Longmans Scientific and technical, Harlow, England. pp. 696.
- Foucault A. & Raoult J.-F. (2005) *Dictionnaire de Géologie*. Dunod, Paris, 5e édition.
- Klein C. & Dutrow B. (2008) *Mineral Science*. John Wiley & Sons. 23e édition.
- Norton O. R. & Chitwood L. A. (2008) *Field Guide to Meteors and Meteorites*. Springer, London.
- Rubin A. E. (1997) Mineralogy of meteorite groups - an update. *Meteoritics and Planetary Science* **32**, 733-734.

SILICATES

Andradite $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$

- nésosilicate, variété du grenat calcique ferrugineux.

Anorthite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

- tectosilicate du système triclinique qui est chimiquement un feldspath sodocalcique ou plagioclase (abréviation An). Il s'agit du pôle calcique (90-100%, An_{90-100}) d'une série isomorphe continue avec l'albite pour le pôle sodique (0-10%, An_{0-10}).

Augite $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$

- inosilicate qui fait partie de la famille des clinopyroxènes (*cf.* ci-dessous). Pyroxène ferromagnésien et calcique du système monoclinique. Cristaux souvent maclés et zonés, pouvant contenir entres autres de l'Al et du Ti.

Clinopyroxène $(\text{Ca,Mg,Fe})\text{SiO}_3$

- inosilicate qui fait partie de la famille des pyroxènes, de structure monoclinique. Ils sont classifiés en fonction de leur composition chimique en: (i) clinopyroxènes ferromagnésiens et calciques $((\text{Ca,Mg,Fe})\text{SiO}_3)$ classés en fonction des pourcentages de Ca, Mg et Fe comme le diopside, la pigeonite, l'augite, la clinoenstatite), et (ii) clinopyroxènes alcalins (spodumène, jadéite).

Cristobalite SiO_2

- tectosilicate, polymorphe haute température du quartz (*i.e.* de même composition chimique). Voir aussi la tridymite.

Diopside $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$

- inosilicate appartenant à la famille des clinopyroxènes riches en calcium et magnésium, membre d'une solution solide avec l'hédenbergite comme pôle ferreux.

Eifelite $(\text{KNa})_3\text{Mg}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$

- cyclosilicate qui appartient à de la série eifelite-roedderite, système de cristallisation hexagonal.

Enstatite MgSiO_3

- inosilicate, pôle magnésien de la solution solide enstatite-ferrosilite de l'orthopyroxène.

Fayalite Fe_2SiO_4

- nesosilicate, pôle ferreux de la solution solide fayalite-forstérite de l'olivine.

Feldspath

- tectosilicates du système monoclinique ou triclinique possédant deux solutions solides entre 3 pôles :

- Feldspaths sodo-potassiques $(\text{Na},\text{K})[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$
- Plagioclases ou feldspaths sodo-calciques $(\text{Na},\text{Ca})[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$

Il existe aussi des feldspaths formés à partir d'éléments lourds (ex. $\text{Ba}[\text{Si}_3\text{AlO}_8]$).

Feldspathoïde

- tectosilicates qui forment une famille avec les principaux minéraux suivants : néphéline $\text{Na}_3\text{K}[\text{SiAlO}_4]$, leucite $\text{K}[\text{Si}_2\text{AlO}_6]$, sodalite $(\text{Na}_8\text{Cl}_2)[\text{SiAlO}_4]_6$, noséane $(\text{Na}_8\text{SO}_4)[\text{SiAlO}_4]_6$, haüyne $(\text{Na},\text{Ca})_{4-6}(\text{SO}_4)_{1-2}[\text{SiAlO}_4]_6$.

Forsterite Mg_2SiO_4

- nesosilicate, pôle magnésien de la solution solide fayalite-forstérite de l'olivine.

Géhlénite $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSiO}_7]$

- sorosilicate, pôle alumineux de la mélilite.

Verre

- se forme lors d'un refroidissement très rapide d'un liquide, et n'a donc pas de structure cristalline. Un verre peut recristalliser quand il est soumis à de fortes contraintes, ou à des températures élevées (sans fusion) suivies d'un refroidissement lent.

Hédénbergite $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$

- inosilicate de la famille des clinopyroxènes, avec une structure monoclinique, de composition intermédiaire entre la wollastonite et la ferrosilite.

Mélilite

- sorosilicate de structure cubique, formant une série allant de la géhlénite $\text{Ca}_2\text{Al}[\text{AlSiO}_7]$ à l'åkermanite $\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{Si}_2\text{O}_7]$.

Montmorillonite $(\text{Na},\text{Ca})_{0,3}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

- phyllosilicate, du groupe des smectites.

Néphéline $\text{Na}_3\text{K}[\text{SiAlO}_4]$

- feldspathoïde qui fait partie du système hexagonal.

Olivine $(\text{Mg},\text{Fe})_2\text{SiO}_4$

- nésosilicates de structure orthorhombique, comprenant une solution solide allant de la forstérite $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ à la fayalite $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. La composition de l'olivine peut être exprimée en

pourcentage molaire de forstérite (par exemple - Fo₉₀ signifie que $Mg/(Mg+Fe) = 0,9$ en fraction molaire).

Orthopyroxène (Mg,Fe)SiO₃

- inosilicate qui forment une série isomorphe (système orthorhombique) allant d'un pôle magnésien (enstatite) à un pôle ferreux (ferrosilite). Ils sont souvent appelés pyroxènes pauvres en calcium (en anglais : *low-Ca pyroxene*).

Phyllosilicates

- silicates dont les tétraèdres $[SiO_4]^{4-}$ sont disposés en feuillets. Cette grande classe des silicates contient le groupement -OH, appelé aussi hydroxyle et aussi de l'eau. Ils comprennent plusieurs groupes et minéraux comme le groupe des serpentines, des smectites, des micas et des chlorites.

Pigeonite (Fe,Mg,Ca)SiO₃

- inosilicates de la famille des clinopyroxènes pauvres en calcium avec 5-15 moles % de CaSiO₃.

Pyroxènes

- inosilicates en chaîne simple, ferromagnésien avec, en proportions variables, Ca et Na, du système orthorhombique (orthopyroxène, par exemple, enstatite) ou monoclinique (clinopyroxène, par exemple, augite, diopside et pigeonite). La composition d'un pyroxène est notée plus précisément en fonction des trois pôles du diagramme ternaire CaSiO₃-MgSiO₃-FeSiO₃. Les pôles de ce diagramme correspondent à la wollastonite (Wo), à l'enstatite (En), et à la ferrosilite (Fs). La composition est présentée en terme de pourcentages molaires (par exemple, Wo₅₂En₄₄Fs₄).

Quartz SiO₂

- tectosilicate, du système trigonal.

Richterite Na[CaNaMg₅][(OH)₂][Si₈O₂₂]

- inosilicate à tétraèdres disposés en chaîne double (amphibole) du système monoclinique.

Roedderite (KNa)₂Mg₅Si₁₂O₃₀

- cyclosilicate qui fait partie de la série eifelite-roedderite et du système de cristallisation hexagonal.

Serpentine Mg₃Si₂O₅(OH)₄

- phyllosilicate en feuillets, du système monoclinique ou orthorhombique.

Silicate

- minéral caractérisé par le motif élémentaire tétraédrique $[SiO_4]^{4-}$ comportant un atome Si au centre, et des atomes O aux 4 sommets. Ces tétraèdres sont reliés entre eux soit par des cations, soit en partie, par un ou plusieurs atomes O communs de ce fait à 2 tétraèdres ; plus ce nombre d'atomes O communs est grand, plus la température de cristallisation du silicate correspondante est faible.

La classification structurale des silicates comporte les familles suivantes :

1. Nésosilicate à tétraèdres isolés, c'est-à-dire sans O commun, et reliés par des cations (olivine)
2. Sorosilicate à tétraèdres unis par deux, avec un O commun (épidote)

3. Cyclosilicates à tétraèdres disposés en anneau (tourmaline)
4. Inosilicate à tétraèdres disposés en chaîne droite simple (pyroxène), ou double (amphibole)
5. Phyllosilicate à tétraèdres disposés en feuillets (micas)
6. Tectosilicate à tétraèdres liés par leurs quatre sommets, tous les atomes O étant alors communs (quartz)

Smectites

- groupe de minéraux argileux avec des compositions complexes, notamment la montmorillonite et la saponite. Famille des phyllosilicates

Tridymite SiO_2

- tectosilicate, forme de haute température du quartz.

Wollastonite CaSiO_3

- inosilicate du système triclinique. Souvent, la composition d'un pyroxène est indiquée en terme de pourcentages moléculaires des trois membres du système CaSiO_3 – MgSiO_3 – FeSiO_3 : Wo (wollastonite), En (enstatite), et Fs (ferrosilite).

CARBONATES

Breunnerite $(\text{Mg,Fe})\text{CO}_3$

- carbonate du même système cristallographique que la calcite (rhomboédrique). C'est la variété ferreuse de la magnésie (MgCO_3).

Carbonate

- minéral caractérisé par l'ion $(\text{CO}_3)^{2-}$, associé à des cations, généralement Mg, Ca, Mn, Cr

Calcite - CaCO_3

- carbonate de calcium, qui fait partie du système rhomboédrique. La calcite est dite magnésienne si le cristal contient 5 à 15% de Mg.

Dolomite – $(\text{Ca,Mg})(\text{CO}_3)_2$

- carbonate de calcium et de magnésium appartenant au système rhomboédrique

OXYDES

Brownmillerite $\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})_2\text{O}_5$

- oxyde du système orthorhombique

Corindon Al_2O_3

- oxyde du système rhomboédrique trouvé dans des roches alumineuses à déficit de SiO_2 , formées à haute température.

Chromite FeCr_2O_4

- oxyde du groupe des spinelles, pouvant contenir Mg (magnésio-chromite), du système cubique.

Hibonite $(\text{Ca,Ce})\text{Al}_{12}\text{O}_{19}$

- oxyde du système hexagonal.

Ilménite FeTiO_3

- oxyde du système hexagonal.

Magnétite Fe_3O_4

- oxyde de fer du système cubique et du groupe des spinelles.

Pérovskite CaTiO_3

- oxyde de calcium et de titane qui fait partie du système cristallographique orthorhombique.

Rutile TiO_2

- oxyde de titane du système tétragonal.

Spinelle MgAl_2O_4

- oxyde du système cubique de structure spinelle.

Ulvospinelle Fe_2TiO_4

- minéral du même système (cubique) et groupe (spinelles) que la magnétite.

Wüstite FeO

- oxyde de fer

SULFURES**Cubanite** $(\text{CuFe}_2\text{S}_3)$

- sulfure de cuivre qui cristallise dans le système orthorhombique.

Pentlandite $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$

- sulfure de nickel

Pyrrhotite Fe_{1-x}S

- sulfure de fer (avec x compris entre 0 et 0,2) du système hexagonal, magnétique qui a un déficit en fer par rapport au soufre.

Sphalérite $[(\text{Zn,Fe})\text{S}]$

- sulfure de zinc qui cristallise dans le système cubique.

Troilite FeS

- sulfure de fer qui cristallise dans le système hexagonal.

CARBURE**Carbure de silicium** SiC **ELEMENTS NATIF ET METAUX****Diamant** C

- carbone pur cristallisé dans le système cubique. C'est un polymorphe du graphite produit par la pression.

Graphite C

- carbone cristallisé dans le système hexagonal.

Kamacite α -(Fe,Ni)

- phase alpha (basse température) de l'alliage Fe-Ni, de structure cubique centrée. Elle contient typiquement entre 4 et 7,5% en masse de nickel.

Osbornite TiN

- nitrure de titane

Perryite (Ni,Fe)₅(Si,P)₂

- minéral du système trigonal

Taenite γ -(Fe,Ni)

- phase gamma (haute température) de l'alliage Fe-Ni. Elle est plus riche en nickel que la kamacite. Elle a une structure cubique à face centrée.

PHOSPHATES**Fluorapatite Ca₅(PO₄)₃F**

- phosphate de calcium riche en Fluor. Il cristallise dans le système hexagonal.

Merrillite Ca₁₈Na₂Mg₂[PO₄]₁₄

- phosphate qui cristallise dans le système trigonal qui fait partie du groupe de la whitlockite.

PHOSPHURE**Schreibersite (Fe,Ni)₃P**

- phosphure de fer et de nickel qui cristallise dans le système tétragonal.

Minéraux identifiés dans les échantillons de la comète 81P/Wild 2

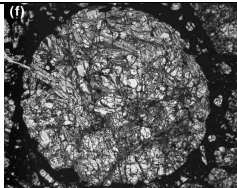
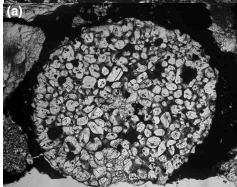
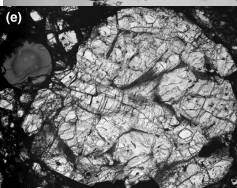
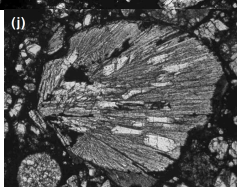
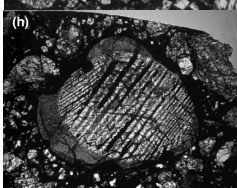
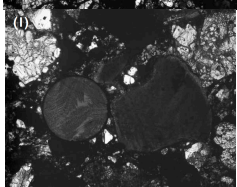
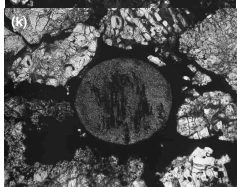
Minéral	Référence
Silicates	
Olivine (forstérite, fayalite)	(Flynn <i>et al.</i> , 2006 ; Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Leroux <i>et al.</i> , 2008b ; Leroux <i>et al.</i> , 2008c ; Nakamura <i>et al.</i> , 2008a ; Nakamura <i>et al.</i> , 2008b ; Tomeoka <i>et al.</i> , 2008 ; Zolensky <i>et al.</i> , 2008 ; Jacob <i>et al.</i> , 2009 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009)
Pyroxène (enstatite, diopside, clinopyroxènes riches en Ca, Al et Ti, fassaite, pigeonite, wollastonite, augite)	(Flynn <i>et al.</i> , 2006 ; Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Leroux <i>et al.</i> , 2008a ; Leroux <i>et al.</i> , 2008b ; Leroux <i>et al.</i> , 2008c ; Nakamura <i>et al.</i> , 2008a ; Nakamura <i>et al.</i> , 2008b ; Simon <i>et al.</i> , 2008 ; Tomeoka <i>et al.</i> , 2008 ; Zolensky <i>et al.</i> , 2008 ; Jacob <i>et al.</i> , 2009 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009 ; Brownlee <i>et al.</i> , 2010)
Richterite (?) Na[CaNaMg ₅][(OH) ₂ [Si ₈ O ₂₂]]	(Joswiak <i>et al.</i> , 2007)
Méililite - Géhlénite Ca ₂ Al[AlSiO ₇] - âkermanite Ca ₂ Mg[Si ₂ O ₇]	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Simon <i>et al.</i> , 2008 ; Brownlee <i>et al.</i> , 2010)
Feldspaths - potassiques K[Si ₃ AlO ₈] - sodi-calciques (plagioclases)	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Nakamura <i>et al.</i> , 2008a ; Simon <i>et al.</i> , 2008 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009 ; Brownlee <i>et al.</i> , 2010)
Néphéline Na ₃ K[SiAlO ₄]	(e.g. Wooden, 2008)
Eifelite-Roedderite (KNa) ₃ Mg ₄ Si ₁₂ O ₃₀ – (KNa) ₂ Mg ₅ Si ₁₂ O ₃₀	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009)
Cristobalite SiO ₂	(Stodolna <i>et al.</i> , 2010)
Tridymite SiO ₂	(Mikouchi <i>et al.</i> , 2007 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009)
Éléments natifs & alliages Fe-Ni	
Kamacite Fe,Ni	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Leroux <i>et al.</i> , 2008b ; Nakamura <i>et al.</i> , 2008a ; Nakamura <i>et al.</i> , 2008b ; Simon <i>et al.</i> , 2008 ; Tomeoka <i>et al.</i> , 2008)
Osbornite TiN (riche en V)	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Simon <i>et al.</i> , 2008 ; Brownlee <i>et al.</i> , 2010)
Taenite Fe,Ni	(Leroux <i>et al.</i> , 2008b)
Diamant C	(Nakamura-Messenger <i>et al.</i> , 2009a)
Sulfures	
Troilite FeS	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Leroux <i>et al.</i> , 2008b ; Zolensky <i>et al.</i> , 2008)
Pyrrhotite Fe _{1-x} S	(Brownlee <i>et al.</i> , 2006 ; Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Leroux <i>et al.</i> , 2008b ; Zolensky <i>et al.</i> , 2008 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009)
Pentlandite (Fe,Ni) ₉ S ₈	(Brownlee <i>et al.</i> , 2006 ; Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Zolensky <i>et al.</i> , 2008 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009 ; Brownlee <i>et al.</i> , 2010)
Sphalérite (Zn,Fe)S	(Berger <i>et al.</i> , 2008 ; Zolensky <i>et al.</i> , 2006b)
Cubanite (CuFe ₂ S ₃)	(Berger <i>et al.</i> , 2008 ; Zolensky <i>et al.</i> , 2006b)
Carbonates	
Calcite CaCO ₃	(Wirick <i>et al.</i> , 2007 ; Flynn <i>et al.</i> , 2008 ; Tomeoka <i>et al.</i> , 2008)
Dolomite (Ca,Mg)(CO ₃) ₂	(Flynn <i>et al.</i> , 2008)
Brunnerite (Mg,Fe)CO ₃	(Mikouchi <i>et al.</i> , 2007 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009)
Oxydes	
Ilménite/ulvospinelle FeTiO ₃ / Fe ₂ TiO ₄	(Stodolna <i>et al.</i> , 2010)
Brownmillerite Ca ₂ (Fe,Al) ₂ O ₅	(Stodolna <i>et al.</i> , 2010)
Magnétite Fe ₃ O ₄	(Joswiak <i>et al.</i> , 2009 ; Stodolna <i>et al.</i> , 2010)
Chromite FeCr ₂ O ₄	(Mikouchi <i>et al.</i> , 2007 ; Jacob <i>et al.</i> , 2009 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009 ; Butterworth <i>et al.</i> , 2010)
Corindon Al ₂ O ₃	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b)
Perovskite CaTiO ₃	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Simon <i>et al.</i> , 2008 ; Brownlee <i>et al.</i> , 2010)
Spinelle (Cr-Al-Mg, Mg-Fe-Al)	(Zolensky <i>et al.</i> , 2006b ; Nakamura <i>et al.</i> , 2008a ; Simon <i>et al.</i> , 2008 ; Joswiak <i>et al.</i> , 2009 ; Stodolna <i>et al.</i> , 2010)
Phosphates	
Fluorapatite Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	(Stodolna <i>et al.</i> , 2010)

	Merrillite $\text{Ca}_{18}\text{Na}_2\text{Mg}_2[\text{PO}_4]_{14}$	(Joswiak <i>et al.</i> , 2009)
Phosphure	Schreibersite $(\text{Fe,Ni})_3\text{P}$	(Joswiak <i>et al.</i> , 2009 ; Brownlee <i>et al.</i> , 2010)

ANNEXE C

TYPES DE CHONDRES

Classification texturale d'après Lauretta et al. (2006) :

Abréviation	Abondance dans les OCs (%)	Texture	Image
POP	47-52	Porphyrique avec olivine et pyroxène	
PO	15-27	Porphyrique avec olivine dominante	
PP	9-11	Porphyrique avec pyroxène dominant	
RP	7-9	Pyroxène radial	
BO	3-4	Olivine barrée	
CC	3-5	Cryptocristallin	
GOP	2-5	Granulaire avec olivine et pyroxène	
M	< 1	Métallique	

Classification en fonction de la composition des chondres d'après Laurretta et al. (2006) :

Type	Compositions des silicates	Sous-type	Abondances des silicates
I	Pauvres en FeO (Fo, En > 90)	A	Forte abondance en olivines (> 80 vol.%)
		AB	Abondances intermédiaires d'olivine et de pyroxène
II	Riches en FeO (Fo, En < 90)	B	Forte abondance en pyroxènes (> 80 vol.%)

ANNEXE D

RÉSINES ÉPOXY

EMBed-812

EMBed-812 est un moyen d'enrobage qui présente les caractéristiques suivantes : pénétration rapide à l'intérieur des pores de l'échantillon, un bon contraste, une coupe facile et une bonne stabilité sous le faisceau d'électrons.

Ingrédients et quantités :

- EMBed-812 => 8 ml
- NMA => 7 ml
- DMP => 16 gouttes

Le mélange se fait sur une plaque chauffante à environ 50°C pour rendre les composés plus fluides. L'époxy va polymériser dans l'étuve à 70°C pendant 48 heures. Une fois polymérisée, la résine est transparente et ne casse pas.

LOW VISCOSITY SPURR

Le Spurr est recommandé pour ses qualités excellentes d'imprégnation. C'est une résine facile à préparer. Sa dureté est ajustée en modifiant les quantités de la composante DER 736.

Ingrédients et quantités :

- ERL 4221 => 10 g
- DER 736 => 6 g
- NSA => 26 g
- DMAE => 0,4 g

Le mélange se fait sur une balance. Il est ensuite remué pendant environ 10 minutes sur une plaque chauffante à 50°C. Une fois le mélange versé sur l'échantillon, la préparation est mise sous vide pour chasser l'air emprisonné dans la résine et dans les pores de l'échantillon. La résine polymérise dans une étuve à 70°C pendant 10 heures. La résine devient cassante si elle est laissée plus de 10 heures dans l'étude à 70°C. Cette résine est plus fluide que EMBed 812.

ANNEXE E

COMPOSITION DE LA MÉSOSTASE DES CHONDRES

D'après Brearley (1998) , annexe A3.4., page 3-315. Les compositions sont en at%.

Météorite	Type	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	O
Semarkona	LL3.0	2.9	10.2	17.8	6.9	0.1	0.0	0.1	61.8
		2.6	4.7	23.3	3.1	0.1	0.1	2.1	64.1
Sharps	H3.4	0.8	12.7	17.9	5.5	0.0	0.0	0.4	62.7
		0.2	3.6	27.5	1.3	0.0	0.1	2.1	65.2
Ornans	CO3.3	0.6	13.8	16.7	5.7	0.0	0.0	0.5	62.8
ALH77003	CO3.5	2.3	8.3	19.6	5.3	0.1	0.2	1.6	62.6
Y 75293	CM2	2.1	7.8	20.8	6.4	0.0	0.1	0.0	62.8
Y 790123	CM2	0.4	6.2	22.6	3.5	0.0	0.0	2.8	64.5
Y-86751	CV3	0.8	13.6	16.8	6.3	0.0	0.0	0.3	62.3
Leoville	CV3	0.9	12.0	20.6	0.6	0.0	0.0	0.6	65.2
Qingzhen	EH3	4.8	3.1	26.3	0.2	0.0	0.0	0.6	64.9
Y-691	EH3	0.1	8.2	25.2	0.0	0.0	0.0	0.0	66.4

ANNEXE F

NOTATIONS USUELLES

AGB	Asymptotic Giant Branch – branche asymptotique des géantes
BF	Bright Field – champ clair (MET)
CAI	Calcium-Aluminum-rich Inclusion – inclusion réfractaire
CP IDP	Chondritic Porous Interplanetary Dust Particle – IDP chondritique poreuse
CS	Cosmic spherule – Sphérule cosmique
DF	Dark Field – champ sombre
EDS	Energy Dispersive X-ray – spectroscopie X dispersive en énergie
FgF	Fine-grained fluffly – à grain fin poreuse
FgC	Fine-grained compact – à grain fin compact
ICE	International Cometary Explorer (mission spatiale)
IDP	Interplanetary Dust Particle – particule de poussière interplanétaire
IMA	International Mineralogical Association
ISEE	International Sun/Earth Explorer (mission spatiale)
JFC	Jupiter Family Comet – comète de la famille de Jupiter
LIME	Low Iron-Manganese Rich – pauvre en fer, riche en Mn (s'applique aux olivines et pyroxènes)
LISM	Local Interstellar Medium – Milieu Interstellaire Local
MEB/SEM	Microscopie Electronique à Balayage/ Scanning Electron Microscopy
MET/TEM	Microscopie Electronique en Transmission/Transmission Electron Microscopy
METHR/HRTEM	Microscopie Electronique en Transmission à Haute Résolution/ High Resolution Transmission Electron Microscopy
MIS	Milieu interstellaire
MOI	Matière Organique Insoluble
SAED	Selected Area Electron Diffraction – diffraction en sélection d'aire
Sc	Scorie
SMOW	Standard Mean Ocean Water – référence pour les compositions isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène
STEM	Scanning Transmission Electron Microscopy – MET à balayage
TFL	Terrestrial Fractionation Line – droite de fractionnement terrestre
UCAMM	Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorite – micrométéorite antarctique ultracarbonée
WDS	Wavelength Dispersive Spectrometer – spectroscopie X dispersive en longueur d'onde
Xtal	Cristalline

8. Bibliographie

- A'Hearn M. F. (2008) Deep Impact and the Origin and Evolution of Cometary Nuclei. *Space Science Reviews* 138, 237-246.
- Ahearn M. F., Hoban S., Birch P. V., Bowers C., Martin R., and Klinglesmith D. A., III (1986) Cyanogen jets in comet Halley. *Nature* 324, 649-651.
- Albarede F. (2009) Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications. *Nature* 461(7268), 1227-1233.
- Aléon J. (2010) Meteorites and the physico-chemical conditions in the early solar nebula. In *EAS Publications Series*, pp. 253-300.
- Aléon J., Engrand C., Leshin L. A., and McKeegan K. D. (2009) Oxygen isotopic composition of chondritic interplanetary dust particles: A genetic link between carbonaceous chondrites and comets. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73(15), 4558-4575.
- Aléon J., Engrand C., Robert F., and Chaussidon M. (2001) Clues on the origin of interplanetary dust particles from the isotopic study of their hydrogen-bearing phases. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 4399-4412.
- Alexander C. M. O. d., Barber D. J., and Hutchison R. (1989) The microstructure of Semarkona and Bishunpur. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 3045-3057.
- Alexander C. M. O. D., Fogel M., Yabuta H., and Cody G. D. (2007) The origin and evolution of chondrites recorded in the elemental and isotopic compositions of their macromolecular organic matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71(17), 4380-4403.
- Allamandola L. J., Sandford S. A., and Wopenka B. (1987) Interstellar polycyclic aromatic hydrocarbons and carbon in Interplanetary Dust Particles and meteorites. *Science* 237, 56-59.
- Amelin Y., Krot A. N., Hutcheon I. D., and Ulyanov A. A. (2002) Lead isotopic ages of chondrules and calcium-aluminum-rich inclusions. *Science* 297, 1678-1683.
- Arpigny C., Jehin E., Manfroid J., Hutsemékers D., Schulz R., Stüwe J. A., Zucconi J.-M., and Ilyin I. (2003) Anomalous Nitrogen Isotope Ratio in Comets. *Science* 301, 1522-1525.
- Baertschi P. (1976) Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters* 31(3), 341-344.
- Bell J. F. (1986) Mineralogical Evolution of Meteorite Parent Bodies. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 985-986.
- Berger E. L., Keller L. P., Joswiak D., Matrajt G., and Lauretta D. S. (2008) Low-Temperature Sulfides in Stardust: TEM Analysis of a Sphalerite/Pyrrhotite Assemblage from Track 7. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 43, 5298.
- Berger E. L., Keller L. P., Joswiak D. J., and Lauretta D. S. (2009) Low Temperature Sulfides in CI Chondrites and Stardust. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1892.
- Binzel R. P., Morbidelli A., Merouane S., DeMeo F. E., Birlan M., Vernazza P., Thomas C. A., Rivkin A. S., Bus S. J., and Tokunaga A. T. (2010) Earth encounters as the origin of fresh surfaces on near-Earth asteroids. *Nature* 463, 331-334.

- Bland P. A., Smith T. B., Jull A. J. T., Berry F. J., Bevan A. W. R., Couldt S., and Pillinger C. T. (1996) The flux of meteorites to the Earth over the last 50,000 years. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 283, 551-565.
- Bockelée-Morvan D., Crovisier J., Mumma M. J., and Weaver H. A. (2004) The composition of cometary volatiles. In *Comets II*, pp. 391-423.
- Bockelée-Morvan D., Gautier D., Hersant F., Hure J.-M., and Robert F. (2002) Turbulent radial mixing in the solar nebula as the source of crystalline silicates in comets. *Astronomy and Astrophysics* 384, 1107-1118.
- Bockelée-Morvan D., Gautier D., Lis D. C., Young K., Keene J., Phillips T., Owen T., Crovisier J., Goldsmith P. F., Bergin E. A., Despois D., and Wootten A. (1998) Deuterated water in Comet C/1996 B2 (Hyakutake) and its implications for the origin of comets. *Icarus* 133(1), 147-162.
- Bonal L., Quirico E., Bourot-Denise M., and Montagnac G. (2006a) Determination of the petrologic type of CV3 chondrites by Raman spectroscopy of included organic matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1849-1863.
- Bonal L., Quirico E., Montagnac G., and Reynard B. (2006b) Interplanetary Dust Particles: Organic Matter Studied by Raman Spectroscopy and Laser Induced Fluorescence. In *Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 2271.
- Boss A. P. (2005) The Solar Nebula. In *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1*, (eds. A. M. Davis, H. D. Holland, and K. K. Turekian), pp. 63. Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Bottke W. F., Levison H. F., Nesvorný D., Morbidelli A., and Gounelle M. (2008) The collisional evolution of objects captured in the outer asteroid belt during the late heavy bombardment. In *Asteroids, Comets, Meteors*, pp. #8096, Baltimore.
- Bradley J. P. (1994a) Chemically anomalous preaccretionally irradiated grains in interplanetary dust from comets. *Science* 265, 925-929.
- Bradley J. P. (1994b) Nanometer-scale mineralogy and petrography of fine-grained aggregates in anhydrous interplanetary dust particles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 2123-2134.
- Bradley J. P. (2005) Interplanetary Dust Particles. In *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1*, (eds. A. M. Davis, H. D. Holland, and K. K. Turekian), pp. 689. Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Bradley J. P., Keller L. P., Brownlee D. E., and Thomas K. L. (1996) Reflectance spectroscopy of interplanetary dust particles. *Meteoritics and Planetary Science*, Vol. 31, p. 394-402.
- Bradley J. P., Sandford S. A., and Walker R. M. (1988) Interplanetary dust. In *Meteorites and the early solar system* (eds. J. F. Kerridge and M. S. Matthews), pp. 861-895. The University of Arizona Press, Tucson.
- Brearley A. J. (1993) Matrix and fine-grained rims in the unequilibrated CO3 chondrite, ALHA77307 - Origins and evidence for diverse, primitive nebular dust components. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1521-1550.
- Brearley A. J. and Jones R. H. (1998) Chondritic meteorites. In *Planetary Materials* (ed. J. J. Papike). Mineralogical Society of America, Washington DC.

- Bregman J. D., Witteborn F. C., Allamandola L. J., Campins H., Wooden D. H., Rank D. M., Cohen M., and Tielens A. G. G. M. (1987) Airborne and groundbased spectrophotometry of comet P/Halley from 5-13 micrometers. *Astronomy and Astrophysics* 187, 616-620.
- Breitschwerdt D., Freyberg M., and Predehl P. (2008) The Interstellar Medium. In *The X-ray Universe 2008*, Granada, Spain, pp. 311-331.
- Brownlee D., Tsou P., Aléon J., Alexander C. M. O. D., Araki T., Bajt S., Baratta G. A., Bastien R., Bland P., Bleuët P., Borg J., Bradley J. P., Brearley A., Brenker F., Brennan S., Bridges J. C., Browning N. D., Brucato J. R., Bullock E., Burchell M. J., Busemann H., Butterworth A., Chaussidon M., Chevront A., Chi M., Cintala M. J., Clark B. C., Clemett S. J., Cody G., Colangeli L., Cooper G., Cordier P., Daghljan C., Dai Z., D'Hendecourt L., Djouadi Z., Dominguez G., Duxbury T., Dworkin J. P., Ebel D. S., Economou T. E., Fakra S., Faïrey S. A., J. Fallon S., Ferrini G., Ferroir T., Fleckenstein H., Floss C., Flynn G., Franchi I. A., Fries M., Gainsforth Z., Gallien J. P., Genge M., Gilles M. K., Gillet P., Gilmour J., Glavin D. P., Gounelle M., Grady M. M., Graham G. A., Grant P. G., Green S. F., Grossemey F., Grossman L., Grossman J. N., Guan Y., Hagiya K., Harvey R., Heck P., Herzog G. F., Hoppe P., Hörz F., Huth J., Hutcheon I. D., Ignatyev K., Ishii H., Ito M., Jacob D., Jacobsen C., Jacobsen S., Jones S., Joswiak D., Jurewicz A., Kearsley A. T., Keller L. P., Khodja H., Kilcoyne A. L. D., Kissel J., Krot A., Langenhorst F., Lanzirotti A., Le L., Leshin L. A., Leitner J., Lemelle L., Leroux H., Liu M.-C., Luening K., Lyon I., *et al.* (2006) Comet 81P/Wild 2 under a microscope. *Science* 314, 1711-1716.
- Brownlee D. E. (1994) Interplanetary dust - the ring around us. *Nature* 369, 706.
- Brownlee D. E. (1995) Interplanetary dust - a driver of glaciation cycles. *Nature* 378, 558-558.
- Brownlee D. E. (2005) Comets. In *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1*, (eds. A. M. Davis, H. D. Holland, and K. K. Turekian), pp. 663. Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Brownlee D. E., Joswiak D., Matrajt G., Ramien N., Bradley J., Ishii H., Westphal A. J., and Gainforth Z. (2010) The Nature of Moderately Fragmenting Comet Dust: Case Studies of Tracks 25 (Inti) and Track 77. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 2146.
- Brownlee D. E., Joswiak D. J., Schlutter D. J., Pepin R. O., Bradley J. P., and Love S. G. (1995) Identification of individual cometary IDPs by thermally stepped He release. *Lunar and Planetary Science Conference XXVI*, 183-184.
- Brownlee D. E., Tomandl D. A., and Olszewski E. (1977) Interplanetary dust - A new source of extraterrestrial material for laboratory studies. In *Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 149-160.
- Burchell M. J., Faïrey S. A. J., Wozniakiewicz P., Brownlee D. E., Hoerz F., Kearsley A. T., See T. H., Tsou P., Westphal A., Green S. F., Trigo-Rodriguez J. M., and Dominguez G. (2008) Characteristics of cometary dust tracks in Stardust aerogel and laboratory calibrations. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 23-40.
- Burchell M. J., Graham G., and Kearsley A. (2006) Cosmic dust collection in aerogel. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, 385-418.
- Burns J. A., Lamy P. L., and Soter S. (1979) Radiation forces on small particles in the Solar System. *Icarus* 40, 1-48.

- Busemann H., Nguyen A. N., Cody G. D., Hoppe P., Kilcoyne A. L. D., Stroud R. M., Zega T. J., and Nittler L. R. (2009) Ultra-primitive interplanetary dust particles from the comet 26P/Grigg-Skjellerup dust stream collection. *Earth and Planetary Science Letters* 288, 44-57.
- Busemann H., Young A. F., Alexander C. M. O. D., Hoppe P., Mukhopadhyay S., and Nittler L. R. (2006) Interstellar chemistry recorded in organic matter from primitive meteorites. *Science* 312(5774), 727-730.
- Butterworth A. L., Gainsforth Z., Bauville A., Bonal L., Brownlee D. E., Fakra S. C., Huss G. R., Joswiak D., Kunz M., Marcus M. A., Nagashima K., Ogliore R. C., Tamura N., Telus M., Tyliczszak T., and Westphal A. J. (2010) A Type IIA Chondrule Fragment from Comet 81P/Wild 2 in Stardust Track C2052,2,74. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 2446.
- Carrasco N., O'Brien E., Szopa C., and Cernogora G. (2009) Titan's Atmosphere: An Optimized Mixture For Gas-particle Conversion. In *American Astronomical Society/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts* #41, #7.09.
- Ceccarelli C. and Dominik C. (2005) Deuterated H_3^+ in proto-planetary disks. *Astronomy and Astrophysics* 440, 583-593.
- Chi M., Ishii H., Toppani A., Dai Z. R., Joswiak D. J., Leroux H., Zolensky M., Keller L. P., Browning N. D., and Bradley J. P. (2007) Does Comet Wild-2 Contain GEMS? *Lunar and Planetary Science Conference XXXVIII*, #2010 (CD-ROM).
- Ciesla F. J. (2009) Two-dimensional transport of solids in viscous protoplanetary disks. *Icarus* 200, 655-671.
- Clark B. E., Hapke B., Pieters C., and Britt D. (2002) Asteroid Space Weathering and Regolith Evolution. *Asteroids III*, University of Arizona Press, Tucson, p.585-599
- Clayton R. N. (1993) Oxygen isotopes in meteorites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 115-149.
- Clayton R. N. (2005) Oxygen Isotopes in Meteorites. In *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1*, pp. 129. Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Clayton R. N., Grossman L., and Mayeda T. K. (1973) A component of primitive nuclear composition in carbonaceous meteorites. *Science* 182, 485-488.
- Clayton R. N., Mayeda T. M., and Brownlee D. E. (1986) Oxygen isotopes in deep-sea spherules. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 235-240.
- Connelly J. N., Amelin Y., Krot A. N., and Bizzarro M. (2008) Chronology of the Solar System's Oldest Solids. *Astrophysical Journal* 675, L121-L124.
- Cornell R. M. and Schwertmann U. (1996) *The iron oxides*. VCH, Weinheim; New York. pp. 573.
- Crovisier J. (2006) The molecular composition of comets and its interrelation with other small bodies of the Solar System. In *Asteroids, Comets, Meteors, Proceedings of the 229th Symposium of the International Astronomical Union* held in Búzios, Cambridge University Press, 2006., pp.133-152
- Deloule E., Doukhan J. C., and Robert F. (1998) Interstellar hydroxyls in meteorite chondrules: implications for the origin of water in the inner solar system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 3367-3378.

- Derenne S., Rouzaud J. N., Clinard C., Robert F., Marrocchi Y., Derenne S., Marty B., and Robert F. (2005) Size discontinuity between interstellar and chondritic aromatic structures: A high-resolution transmission electron microscopy study Interlayer trapping of noble gases in insoluble organic matter of primitive meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 3911-3917.
- Disanti M. A. and Mumma M. J. (2008) Reservoirs for Comets: Compositional Differences Based on Infrared Observations. *Space Science Reviews* 138, 127-145.
- Dobrică E., Engrand C., Duprat J., Gounelle M., Leroux H., Quirico E., and Rouzaud J.-N. (2009a) Connection between micrometeorites and Wild 2 particles: from Antarctic snow to cometary ices. *Meteoritics & Planetary Science* 44(10), 1643-1661.
- Dobrica E., Engrand C., Leroux H., and Duprat J. (2009) Fine-grained Mineralogy of Cometary Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorites. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 72, 5231.
- Dobrică E., Engrand C., Leroux H., and Duprat J. (2010) Investigation of Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorites by Analytical Transmission Electron Microscopy. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1613.
- Dobrica E., Engrand C., Leroux H., Duprat J., and Gounelle M. (2008) Classic and exotic particles in the 2006 Concordia Antarctic micrometeorite collection. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXIX*, #1672 (CD-ROM).
- Dobrică E., Engrand C., Leroux H., Rouzaud J.-N., and Duprat J. (2009b) Transmission Electron Microscopy of Ultracarbonaceous Antarctic Micrometeorites of Possible Cometary Origin. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXX*, #1534.
- Dobrică E., Engrand C., Quirico E., Montagnac G., and Duprat J. (2008) New clues on composition and structure of carbonaceous matter in Antarctic micrometeorites. *Meteoritics & Planetary Science* 43(7), A38-A38.
- Dobrică E., Engrand C., Quirico E., Montagnac G., and Duprat J. (2009c) Immature Carbonaceous Matter in CONCORDIA Antarctic Micrometeorites. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXX*, #1688.
- Donahue T. M., Hoffman J. H., Hodges R. R., and Watson A. J. (1982) Venus was wet - A measurement of the ratio of deuterium to hydrogen. *Science* 216, 630-633.
- Duprat J., Dobrica E., Engrand C., Aleon J., Marrocchi Y., Mostefaoui S., Meibom A., Leroux H., Rouzaud J.-N., Gounelle M., and Robert F. (2010) Extreme Deuterium Excesses in Ultracarbonaceous Micrometeorites from Central Antarctic Snow. *Science* 328(5979), 742-745.
- Duprat J., Engrand C., Maurette M., Gounelle M., Hammer C., and Kurat G. (2003) The CONCORDIA-collection : pristine contemporary micrometeorites from central Antarctica surface snow. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXIV*, #1727 (CD-ROM).
- Duprat J., Engrand C., Maurette M., Kurat G., Gounelle M., and Hammer C. (2007) Micrometeorites from Central Antarctic snow: The CONCORDIA collection. *Adv. Space Res.* 39, 605-611.
- Eberhardt P., Reber M., Krankowsky D., and Hodges R. R. (1995) The D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in water from comet P/Halley. *AA* 302, 301-316.

- Engrand C., Deloule E., Robert F., Maurette M., and Kurat G. (1999a) Extraterrestrial water in micrometeorites and cosmic spherules from Antarctica : an ion microprobe study. *Meteoritics & Planetary Science* 34, 773-787.
- Engrand C., Duprat J., Maurette M., and Gounelle M. (2007) Fe-Ni sulfides in Concordia Antarctic micrometeorites. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXVIII*, #1668 (CD-ROM).
- Engrand C., Duprat J., Maurette M., Kurat G., and Gounelle M. (2006) Comparison of anhydrous minerals of Concordia and Cap-Prudhomme Antarctic micrometeorites. Predictions for Wild-2 cometary particles. *Meteoritics & Planetary Science* 41 Suppl., A51.
- Engrand C. and Maurette M. (1998) Carbonaceous micrometeorites from Antarctica. *Meteoritics & Planetary Science* 33, 565-580.
- Engrand C., McKeegan K. D., and Leshin L. A. (1999b) Oxygen isotopic compositions of individual minerals in Antarctic micrometeorites : further links to carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 2623-2636.
- Engrand C., McKeegan K. D., Leshin L. A., Bradley J. P., and Brownlee D. E. (1999c) Oxygen isotopic compositions of interplanetary dust particles: ^{16}O -excess in a GEMS-rich IDP. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXX*, #1690 (CD-ROM).
- Engrand C., McKeegan K. D., Leshin L. A., Herzog G. F., Schnabel C., Nyquist L. E., and Brownlee D. E. (2005) Isotopic compositions of oxygen, iron, chromium, and nickel in cosmic spherules: Toward a better comprehension of atmospheric entry heating effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 5365-5385.
- Fahey A. J., Goswami J. N., McKeegan K. D., and Zinner E. K. (1987) ^{16}O -excesses in Murchison and Murray hibonites: A case against a late supernova injection origin of isotopic anomalies in O, Mg, Ca and Ti. *Astrophysical Journal Letters*. 323, L91-L95.
- Feldman P. D., Cochran A. L., and Combi M. R. (2004) Spectroscopic investigations of fragment species in the coma. In *Comets II*, University of Arizona Press, Tucson, 745 pp., p.425-447.
- Fernandez J. A. (2005) Comets - Nature, Dynamics, Origin and their Cosmological Relevance. Comets - Nature, Dynamics, Origin and their Cosmological Relevance, Uruguay. ASTROPHYSICS AND SPACE SCIENCE LIBRARY Volume 328 Springer, Dordrecht.
- Ferrari A. C. and Robertson J. (2000) Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon. *Physical Review B* 61, 1313119-14107.
- Ferrari A. C. and Robertson J. (2001) Resonant Raman spectroscopy of disordered, amorphous, and diamondlike carbon. *Physical Review B* 64(7), 075414.
- Ferrari A. C., Rodil S. E., and Robertson J. (2003) Interpretation of infrared and Raman spectra of amorphous carbon nitrides. *Physical Review B* 67, 155306.
- Festou M. C., Keller H. U., and Weaver H. A. (2004) A brief conceptual history of cometary science. *Comets II*, M. C. Festou, H. U. Keller, and H. A. Weaver (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 745 pp., p.3-16.

- Feuchtgruber H., Lellouch E., Bézard B., Encrenaz T., de Graauw T., and Davis G. R. (1999) Detection of HD in the atmospheres of Uranus and Neptune: a new determination of the D/H ratio. *Astronomy and Astrophysics* 341, L17-L21.
- Flynn G. J., Bleuet P., Borg J., Bradley J. P., Brenker F. E., Brennan S., Bridges J., Brownlee D. E., Bullock E. S., Burghammer M., Clark B. C., Dai Z. R., Daghlain C. P., Djouadi Z., Fakra S., Ferroir T., Floss C., Franchi I. A., Gainsforth Z., Gallien J.-P., Gillet P., Grant P. G., Graham G. A., Green S. F., Grossemy F., Heck P. R., Herzog G. F., Hoppe P., Hörz F., Huth J., Ignatyev K., Ishii H. A., Janssens K., Joswiak D., Kearsley A. T., Khodja H., Lanzirotti A., Leitner J., Lemelle L., Leroux H., Luening K., MacPherson G. J., Marhas K. K., Marcus M. A., Matrajt G., Nakamura T., Nakamura-Messenger K., Nakano T., Newville M., Papanastassiou D. A., Pianetta P., Rao W., Riekel C., Rietmeijer F. J. M., Rost D., Schwandt C. S., See T. H., Sheffield-Parker J., Simionovici A., Sitnitsky I., Snead C. J., Stadermann F. J., Stephan T., Stroud R. M., Susini J., Suzuki Y., Sutton S. R., Taylor S., Teslich N., Troadec D., Tsou P., Tsuchiyama A., Uesugi K., Vekemans B., Vicenzi E. P., Vincze L., Westphal A. J., Wozniakiewicz P., Zinner E., and Zolensky M. E. (2006) Elemental compositions of comet 81P/Wild 2 samples collected by Stardust. *Science* 314, 1731-1735.
- Flynn G. J., Leroux H., Tomeoka K., Tomioka N., Ohnishi I., Mikouchi T., Wirick S., Keller L. P., Jacobsen C., and Sandford S. A. (2008) Carbonate in Comets: A Comparison of Comets 1P/Halley, 9P/Tempel 1, and 81P/Wild 2. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXIX*, #1979 (CD-ROM).
- Fomenkova M. N. (1999) On the Organic Refractory Component of Cometary Dust. *Space Science Reviews* 90, 109-114.
- Fomenkova M. N., Chang S., and Mukhin L. M. (1994) Carbonaceous components in the comet Halley dust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 4503-4512.
- Fomenkova M. N., Kerridge J. F., Marti K., and McFadden L. A. (1992) Compositional trends in rock-forming elements of Comet Halley dust. *Science* 258, 266-269.
- Fraundorf P. (1981) Interplanetary dust in the transmission electron microscope - Diverse materials from the early solar system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 915-937.
- Fray N., Bénilan Y., Cottin H., Gazeau M.-C., and Crovisier J. (2005) The origin of the CN radical in comets: A review from observations and models. *Planetary and Space Science* 53, 1243-1262.
- Gautier D. and Hersant F. (2005) Formation and Composition of Planetesimals. *Space Science Reviews* 116, 25-52.
- Geiss J. and Gloeckler G. (1998) Abundances of Deuterium and Helium-3 in the Protosolar Cloud. *Space Science Reviews* 84, 239-250.
- Genge M. J. (2006) Igneous rims on micrometeorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 10, p. 2603-2621.
- Genge M. J. (2008) Koronis asteroid dust within Antarctic ice. *Geology* 36(9), 687-690.
- Genge M. J., Engrand C., Gounelle M., and Taylor S. (2008) The classification of micrometeorites. *Meteoritics & Planetary Science* 43, 497-515.
- Genge M. J., Gileski A., and Grady M. M. (2005) Chondrules in Antarctic micrometeorites. *Meteoritics & Planetary Science* 40, 225-238.

- Genge M. J., Grady M. M., and Hutchison R. (1997) The textures and compositions of fine-grained Antarctic micrometeorites; implications for comparisons with meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(23), 5149-5162.
- Ghosh A., Weidenschilling S. J., McSween H. Y., Jr., and Rubin A. (2006) Asteroidal Heating and Thermal Stratification of the Asteroidal Belt. In *Meteorites and the Early Solar System II*, University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.555-566
- Gilmour I. (2005) Structural and Isotopic Analysis of Organic Matter in Carbonaceous Chondrites. In *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1*, pp. 269. Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Glavin D. P., Dworkin J. P., and Sandford S. A. (2008) Detection of cometary amines in samples returned by Stardust. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 399-413.
- Goicoechea J. R. and Cernicharo J. (2009) The Interstellar Gas seen in the Mid- and Far-Infrared: The Promise of SPICA Space Telescope. In *SPICA joint European/Japanese Workshop*, held 6-8 July, 2009 at Oxford, United Kingdom. EDP Sciences, 2009, p.03001, pp. 3001.
- Gounelle M. (2000) Matière extraterrestre sur Terre : des océans aux protoétoiles. Ph.D. thesis. Paris VII.
- Gounelle M., Bleuet P., Bonal L., Borg J., Chaussidon M., D'Hendecourt L., Djouadi Z., Duprat J., Engrand C., Ferroir T., Gillet P., Grossemy F., Le Guillou C., Lemelle L., Leroux H., Marty B., Meibom A., Montagnac G., Mostefaoui S., Quirico E., Reynard B., Robert F., Rouzaud J.-N., Simionovici A., and van de Moortèle B. (2006a) Coordinated studies of pristine Concordia micrometeorites. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXVII*, #1613 (CD-ROM).
- Gounelle M., Engrand C., Alard O., Bland P. A., Zolensky M. E., Russell S. S., and Duprat J. (2005a) Hydrogen isotopic composition of water from fossil micrometeorites in howardites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 3431-3443.
- Gounelle M., Engrand C., Maurette M., Kurat G., McKeegan K. D., and Brandstätter F. (2005b) Small Antarctic micrometeorites (25-50 μ m): a mineralogical and in situ oxygen isotopic study. *Meteoritics & Planetary Science* 40, 917-932.
- Gounelle M., Morbidelli A., Bland P. A., Spurny P., Young E. D., and Sephton M. (2008) Meteorites from the Outer Solar System? In *The Solar System Beyond Neptune*, University of Arizona Press, Tucson, 592 pp., p.525-541
- Gounelle M., Spurny P., and Bland P. A. (2006b) The orbit and atmospheric trajectory of the Orgueil meteorite from historical records. *Meteoritics & Planetary Science* 41, 135-150.
- Gounelle M. and Zolensky M. E. (2001) A terrestrial origin for sulfate veins in CI chondrites. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXII*, #1609 (CD-ROM).
- Gounelle M., Zolensky M. E., Liou J.-C., Bland P. A., and Alard O. (2003) Mineralogy of carbonaceous chondritic microclasts in howardites: identification of C2 fossil micrometeorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 507-527.
- Greshake A. (1997) The primitive matrix components of the unique carbonaceous chondrite ACFER 094: A TEM study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 437-452.

- Griffin M. J., Naylor D. A., Davis G. R., Ade P. A. R., Oldham P. G., Swinyard B. M., Gautier D., Lellouch E., Orton G. S., Encrenaz T., de Graauw T., Furniss H., Smith I., Armand C., Burgdorf M., di Giorgio A., Ewart D., Gry C., King K. J., Lim T., Molinari S., Price M., Sidher S., Smith A., Texier D., Trams N., Unger S. J., and Salama A. (1996) First detection of the 56- μm rotational line of HD in Saturn's atmosphere. *Astronomy and Astrophysics* 315, L389-L392.
- Grossman L. (1972) Condensation in the primitive solar nebula. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36, 597-619.
- Grossman L. and Larimer J. W. (1974) Early chemical history of the solar system. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 12, 71-101.
- Hanner M. S. and Bradley J. P. (2004) Composition and mineralogy of cometary dust. In *Comets II*, M. C. Festou, H. U. Keller, and H. A. Weaver (eds.), University of Arizona Press, Tucson, 745 pp., pp.555-564.
- Heidarzadeh T. (2008) *A History of Physical Theories of Comets, From Aristotle to Whipple*. Springer, LLC, New York, NY USA.
- Herzog G. F., Xue S., Hall G. S., Nyquist L. E., Shih C. Y., Wiesmann H., and Brownlee D. E. (1999) Isotopic and elemental composition of iron, nickel, and chromium in type I deep-sea spherules: Implications for origin and composition of the parent micrometeoroids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1443-1457.
- Hoppe P., Kurat G., Walter J., and Maurette M. (1995) Trace elements and oxygen isotopes in a CAI-bearing micrometeorite from Antarctica. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXVI*, 623-624.
- Hörz F., Bastien R., Borg J., Bradley J. P., Bridges J. C., Brownlee D. E., Burchell M. J., Chi M., Cintala M. J., Dai Z. R., Djouadi Z., Dominguez G., Economou T. E., Fairey S. A. J., Floss C., Franchi I. A., Graham G. A., Green S. F., Heck P., Hoppe P., Huth J., Ishii H., Kearsley A. T., Kissel J., Leitner J., Leroux H., Marhas K., Messenger K., Schwandt C. S., See T. H., Snead C., Stadermann F. J., Stephan T., Stroud R., Teslich N., Trigo-Rodríguez J. M., Tuzzolino A. J., Troadec D., Tsou P., Warren J., Westphal A., Wozniakiewicz P., Wright I., and Zinner E. (2006) Impact Features on Stardust: Implications for Comet 81P/Wild 2 Dust. *Science* 314, 1716-1719.
- Hutsemekers D., Manfroid J., Jehin E., Zucconi J. M., and Arpigny C. (2008) The $^{16}\text{OH}/^{18}\text{OH}$ and OD/OH isotope ratios in comet C/2002 T7 (LINEAR). *Astronomy and Astrophysics*, Volume 490, Issue 3, 2008, pp.L31-L34.
- Ishii H. A., Bradley J. P., Dai Z. R., Chi M., Kearsley A. T., Burchell M. J., Browning N. D., and Molster F. (2008a) Comparison of comet 81P/Wild 2 dust with interplanetary dust from comets. *Science* 319, pp.447.
- Ishii H. A., Brennan S., Bradley J. P., Luening K., Ignatyev K., and Pianetta P. (2008b) Recovering the elemental composition of comet Wild 2 dust in five Stardust impact tracks and terminal particles in aerogel. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 215-231.
- Jacob D., Stodolna J., Leroux H., Langenhorst F., and Houdellier F. (2009) Pyroxenes microstructure in comet 81P/Wild 2 terminal Stardust particles. *Meteoritics and Planetary Science* 44, 1475-1488.
- Jessberger E. K. (1999) Rocky cometary particulates: their elemental, isotopic and mineralogical ingredients. *Space Science Reviews* 90, 91-97.

- Joswiak D. J., Brownlee D. E., Matrajt G., Westphal A. J., and Snead C. J. (2009) Kosmochloric Ca-rich pyroxenes and FeO-rich olivines (Kool grains) and associated phases in Stardust tracks and chondritic porous interplanetary dust particles: Possible precursors to FeO-rich type II chondrules in ordinary chondrites. *Meteoritics and Planetary Science* 44, 1561-1588.
- Joswiak D. J., Matrajt G., Brownlee D. E., Westphal A. J., and Snead C. J. (2007) A Roedderite-bearing Terminal Particle from Stardust Track 56: Comparison with Rare Peralkaline Chondrules in Ordinary Chondrites. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 2142.
- Kallemeyn G. W., Rubin A. E., and Wasson J. T. (1996) The compositional classification of chondrites: VII. The R chondrite group. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 2243-2256.
- Kearsley A. T., Borg J., Graham G. A., Burchell M. J., Cole M. J., Leroux H., Bridges J. C., Horz F., Wozniakiewicz P. J., Bland P. A., Bradley J. P., Dai Z. R., Teslich N., See T., Hoppe P., Heck P. R., Huth J., Stadermann F. J., Floss C., Marhas K., Stephan T., and Leitner J. (2008) Dust from comet Wild 2: Interpreting particle size, shape, structure, and composition from impact features on the Stardust aluminum foils. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 41-73.
- Keller H. U., Britt D., Buratti B. J., and Thomas N. (2004a) In situ observations of cometary nuclei. In *Comets II*, M. University of Arizona Press, Tucson, 745 pp., pp.211-222.
- Keller L. P., Bajt S., Baratta G. A., Borg J., Bradley J. P., Brownlee D. E., Busemann H., Brucato J. R., Burchell M., Colangeli L., d'Hendecourt L., Djouadi Z., Ferrini G., Flynn G., Franchi I. A., Fries M., Grady M. M., Graham G. A., Grossemey F., Kearsley A., Matrajt G., Nakamura-Messenger K., Mennella V., Nittler L., Palumbo M. E., Stadermann F. J., Tsou P., Rotundi A., Sandford S. A., Snead C., Steele A., Wooden D., and Zolensky M. (2006) Infrared Spectroscopy of Comet 81P/Wild 2 Samples Returned by Stardust. *Science* 314, 1728-1731.
- Keller L. P., Loeffler M. J., Christoffersen R., Dukes C., Rahman Z., and Baragiola R. (2010) Irradiation of FeS: Implications for the Lifecycle of Sulfur in the Interstellar Medium and Presolar FeS Grains. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1172.
- Keller L. P. and Messenger S. (2004) On the origin of GEMS. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXV*, #1985 (CD-ROM).
- Keller L. P. and Messenger S. (2005) The Nature and Origin of Interplanetary Dust: High-Temperature Components. In *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, ASP Conference Series, Vol. 341, Proceedings of a workshop held 8-11 November 2004 in Kaua'i, Hawai'i. Edited by Alexander N. Krot, Edward R. D. Scott, and Bo Reipurth. San Francisco: Astronomical Society of the Pacific, p.657.
- Keller L. P. and Messenger S. (2008) Relict Amorphous Silicates in Stardust Samples. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 43, 5227.
- Keller L. P. and Messenger S. (2009) Equilibrated Aggregates in Cometary IDPs: Insights into the Crystallization Process in Protoplanetary Disks. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 2121.

- Keller L. P., Messenger S., and Christoffersen R. (2005) GEMS Revealed: Spectrum Imaging of Aggregate Grains in Interplanetary Dust. In *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 2088.
- Keller L. P., Messenger S., Flynn G. J., Clemett S., Wirick S., and Jacobsen C. (2004b) The nature of molecular cloud material in interplanetary dust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2577-2589.
- Keller L. P., Thomas K. L., and McKay D. S. (1992) An interplanetary dust particle with link to CI chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1409-1412.
- Kelly W. R. and Larimer J. W. (1977) Chemical fractionations in meteorites. VIII - Iron meteorites and the cosmochemical history of the metal phase. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41, 93-111.
- Kemper F., Vriend W. J., and Tielens A. G. G. M. (2004) The Absence of Crystalline Silicates in the Diffuse Interstellar Medium. *The Astrophysical Journal* 609, 826-837.
- Kissel J., Brownlee D. E., Buchler K., Clark B. C., Fechtig H., Grun E., Hornung K., Igenbergs E. B., Jessberger E. K., Krueger F. R., Kuczera H., McDonnell J. A. M., Morfill G. M., Rahe J., Schwehm G. H., Sekanina Z., Utterback N. G., Volk H. J., and Zook H. A. (1986a) Composition of comet Halley dust particles from Giotto observations. *Nature* 321, 336-337.
- Kissel J., Sagdeev R. Z., Bertaux J. L., Angarov V. N., Audouze J., Blamont J. E., Buchler K., Evlanov E. N., Fechtig H., Fomenkova M. N., von Hoerner H., Inogamov N. A., Khromov V. N., Knabe W., Krueger F. R., Langevin Y., Leonasv B., Lévassieur-Regourd A. C., Managadze G. G., Podkolzin S. N., Shapiro V. D., Tabaldyev S. R., and Zubkov B. V. (1986b) Composition of comet Halley dust particles from VEGA observations. *Nature* 321, 280-282.
- Klöck W., Thomas K. L., McKay D. S., and Palme H. (1989) Unusual olivine and pyroxene composition in interplanetary dust and unequilibrated ordinary chondrite. *Nature* 339, 126-128.
- Krot A. N., Keil K., Goodrich C. A., Scott E. R. D., and Weisberg M. K. (2003) Classification of Meteorites. In *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1*, pp. 83-128. Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Kurat G., Hoppe P., and Engrand C. (1996) A chondrule micrometeorite from Antarctica with vapor fractionated trace element abundances (abstract). *Meteoritics & Planetary Science* 31 suppl., A75.
- Kurat G., Koeberl C., Presper T., Brandstätter F., and Maurette M. (1994) Petrology and geochemistry of Antarctic micrometeorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 3879-3904.
- Lanzirotti A., Sutton S. R., Flynn G. J., Newville A., and Rao W. (2008) Chemical composition and heterogeneity of Wild 2 cometary particles determined by synchrotron X-ray fluorescence. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 187-213.
- Larimer J. W. (1973) Chemistry of the Solar Nebula. *Space Science Reviews* 15, 103-119.
- Lauretta D. S. and Fegley B., Jr. (1994) Troilite formation kinetics and growth mechanism in the solar nebula. *Meteoritics* 29, 490.
- Lauretta D. S., Lodders K., and Fegley B., Jr. (1998) Kamacite Sulfurization in the Solar Nebula. *Meteoritics and Planetary Science* 33, 821.

- Lauretta D. S., Nagahara H., and Alexander C. M. O. d. (2006) Petrology and Origin of Ferromagnesian Silicate Chondrules. In *Meteorites and the Early Solar System II*, pp. 431-459.
- Lawler M. E. and Brownlee D. E. (1992) CHON as a component of dust from Comet Halley. *Nature* 359, 810-812.
- Lécuyer C., Gillet P., and Robert F. (1998) The hydrogen isotope composition of seawater and the global water cycle. *Chemical Geology* 145(3-4), 249-261.
- Lee M. R., Hutchinson R., and Graham A. L. (1996) Aqueous alteration in the matrix of the Vigarano (CV3) carbonaceous chondrite. *Meteoritics and Planetary Science* 31, 477-483.
- Leitner J., Stephan T., Kearsley A. T., Hoerz F., Flynn G. J., and Sandford S. A. (2008) TOF-SIMS analysis of crater residues from Wild 2 cometary particles on Stardust aluminum foil. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 161-185.
- Lellouch E., Encrenaz T., de Graauw T., Schaeidt S., Feuchtgruber H., Beintema D. A., Bezard B., Drossart P., Griffin M., Heras A., Kessler M., Leech K., Morris A., Roelfsema P. R., Roos-Serote M., Salama A., Vandenbussche B., Valentijn E. A., Davies G. R., and Naylor D. A. (1996) Determination of D/H Ratio on Jupiter from ISO/SWS Observations. In *Bulletin of the American Astronomical Society*, pp. 1148.
- Leroux H. (2009) Mineralogy of Track 77 (PUKI): Toward the Understanding of the Fine-Grained Components of Wild 2. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1809.
- Leroux H., Jacob D., Stodolna J., Nakamura-Messenger K., and Zolensky M. E. (2008a) Igneous Ca-rich pyroxene in comet 81P/Wild 2. *American Mineralogist* 93(11-12), 1933-1936.
- Leroux H., Kearsley A. T., and Troadec D. (2010) Mineralogy of Wild 2 Residues in Micron-sized Craters from the STARDUST Al-Foils. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1621.
- Leroux H., Rietmeijer F. J. M., Velbel M. A., Brearley A. J., Jacob D., Langenhorst F., Bridges J. C., Zega T. J., Stroud R. M., Cordier P., Harvey R. P., Lee M., Gounelle M., and Zolensky M. E. (2008b) A TEM study of thermally modified comet 81P/Wild 2 dust particles by interactions with the aerogel matrix during the Stardust capture process. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 97-120.
- Leroux H., Roskosz M., and Jacob D. (2009) Oxidation state of iron and extensive redistribution of sulfur in thermally modified Stardust particles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 767-777.
- Leroux H. and Stodolna J. (2009) Fine Grained Material in Wild 2 in Interaction with the Stardust Aerogel. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 72, 5237.
- Leroux H., Stroud R. M., Dai Z. R., Graham G. A., Troadec D., Bradley J. P., Teslich N., Borg J., Kearsley A. T., and Hoerz F. (2008c) Transmission electron microscopy of cometary residues from micron-sized craters in the Stardust Al foils. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 143-160.
- Linsky J. L., Brown A., Gayley K., Diplas A., Savage B. D., Ayres T. R., Landsman W., Shore S. N., and Heap S. R. (1993) Goddard high-resolution spectrograph observations of the local interstellar medium and the deuterium/hydrogen ratio along the line of sight toward Capella. *Astrophysical Journal* 402, 694-709.

- Liou J.-C., Zook H. A., and Dermott S. F. (1996) Kuiper Belt Dust Grains as a Source of Interplanetary Dust Particles. *Icarus* 124, 429-440.
- Liou J. C. and Zook H. A. (1996) Comets as a source of low eccentricity and low inclination interplanetary dust particles. *Icarus* 123(2), 491-502.
- Lisse C. M., VanCleve J., Adams A. C., A'Hearn M. F., Fernandez Y. R., Farnham T. L., Armus L., Grillmair C. J., Ingalls J., Belton M. J. S., Groussin O., McFadden L. A., Meech K. J., Schultz P. H., Clark B. C., Feaga L. M., and Sunshine J. M. (2006) Spitzer spectral observations of the Deep Impact ejecta. *Science* 313(5787), 635-640.
- Lodders K. (2003) Solar system abundances and condensation temperatures of the elements. *Astrophysical Journal* 591(1220), 1220-1247.
- Lodders K. and Fegley B. (1998) *The planetary scientist's companion / Katharina Lodders, Bruce Fegley*. New York : Oxford University Press, QB601 .L84 1998
- Love S. G. and Brownlee D. E. (1991) Heating and thermal transformation of micrometeoroids entering the Earth's atmosphere. *Icarus* 89, 26-43.
- Love S. G. and Brownlee D. E. (1993) A direct measurement of the terrestrial mass accretion rate of cosmic dust. *Science* 262, 550-553.
- MacPherson G. J. (2005) Calcium-aluminum-rich inclusions in chondritic meteorites. In *Meteorites, Comets and Planets: Treatise on Geochemistry, Volume 1*, pp. 201-246. Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Mahaffy P. R., Donahue T. M., Atreya S. K., Owen T. C., and Niemann H. B. (1998) Galileo Probe Measurements of D/H and $3\text{He}/4\text{He}$ in Jupiter's Atmosphere. *Space Science Reviews* 84, 251-263.
- Matrajt G. (2001) La contribution des micrométéorites à l'origine de la vie sur Terre. Ph.D. thesis thesis. Paris VI, Paris.
- Matrajt G., Joswiak D., Keller L., and Brownlee D. (2002) Could ferrihydrite be a host phase of organics in IDPs? *Meteoritics and Planetary Science*, Suppl. A96.
- Matrajt G., Messenger S., Ito M., Wirick S., Flynn G., Joswiak D., and Brownlee D. (2010) TEM, XANES and NanoSIMS Characterization of Carbonaceous Phases from Individual Stardust and IDP Particles. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1564.
- Matrajt G., Pizzarello S., Taylor S., and Brownlee D. (2004) Concentration and variability of the AIB amino acid in polar micrometeorites: Implications for the exogenous delivery of amino acids to the primitive Earth. *Meteoritics and Planetary Science* 39, 1849-1858.
- Matrajt G., Taylor S., Flynn G., Brownlee D. E., and Joswiak D. (2003) A nuclear microprobe study of the distribution and concentration of carbon and nitrogen in Murchison and Tagish Lake meteorites, Antarctic micrometeorites, and IDPs: implications for astrobiology. *Meteoritics and Planetary Science* 38, 1585-1600.
- Maurette M. (1998) Carbonaceous micrometeorites and the origin of life. *Orig. Life and Evol. Biosphere* 28, 385-412.
- Maurette M. (2006a) Cometary Micrometeorites in Planetology, Exobiology, and Early Climatology. In *Comets and the Origin and Evolution of Life*, Advances in Astrobiology and Biogeophysics. Springer, p. 69.

- Maurette M. (2006b) *Micrometeorites and the mysteries of our origins*. Advances in Astrobiology and Biogeophysics. Springer.
- Maurette M., Beccard B., Bonny P., Brack A., Christophe M., and Veyssieres P. (1990) C-rich micrometeorites on the early Earth and icy planetary bodies. In *Proceedings of the 24th ESLAB symp. on the formation of Stars and Planets, and the Evolution of the Solar System*, pp. 167-172. ESA SP-315, Nov 1990, Friedrichshafen.
- Maurette M., Duprat J., Engrand C., Gounelle M., Kurat G., Matrajt G., and Toppani A. (2000) Accretion of neon, organics, CO₂, nitrogen and water from large interplanetary dust particles on the early Earth. *Planetary and Space Science*, 48(11) p. 1117-1137.
- Maurette M., Hammer C., Brownlee D. E., Reeh N., and Thomsen H. H. (1986) Placers of cosmic dust in the blue ice lakes of Greenland. *Science* 233, 869-872.
- Maurette M., Immel G., Hammer C., Harvey R., Kurat G., and Taylor S. (1994) Collection and curation of IDPs from the Greenland and Antarctic ice sheets. In *Analysis of Interplanetary Dust, AIP Conf. Proc.* (eds. M. E. Zolensky, T. L. Wilson, F. J. M. Rietmeijer, and G. J. Flynn), pp. 277-289. American Institute of Physics, Houston.
- Maurette M., Jéhano C., Robin E., and Hammer C. (1987) Characteristics and mass distribution of extraterrestrial dust from the Greenland ice cap. *Nature* 328, 699-702.
- Maurette M., Olinger C., Christophe M., Kurat G., Pourchet M., Brandstätter F., and Bourot-Denise M. (1991) A collection of diverse micrometeorites recovered from 100 tons of Antarctic blue ice. *Nature* 351, 44-47.
- McCullough P. R. (1992) The interstellar deuterium-to-hydrogen ratio - A reevaluation of Lyman absorption-line measurements. *Astrophysical Journal* 390, 213-218.
- McKeegan K. D., Aléon J., Bradley J., Brownlee D., Busemann H., Butterworth A., Chaussidon M., Fallon S., Floss C., Gilmour J., Gounelle M., Graham G., Guan Y., Heck P. R., Hoppe P., Hutcheon I. D., Huth J., Ishii H., Ito M., Jacobsen S. B., Kearsley A., Leshin L. A., Liu M.-C., Lyon I., Marhas K., Marty B., Matrajt G., Meibom A., Messenger S., Mostefaoui S., Mukhopadhyay S., Nakamura-Messenger K., Nittler L., Palma R., Pepin R. O., Papanastassiou D. A., Robert F., Schlutter D., Snead C. J., Stadermann F. J., Stroud R., Tsou P., Westphal A., Young E. D., Ziegler K., Zimmermann L., and Zinner E. (2006) Isotopic Compositions of Cometary Matter Returned by Stardust. *Science* 314, 1724-1728.
- McKeegan K. D., Kallio A. P., Heber V., Jarzebinski G., Mao P. H., Coath C. D., Kunihiro T., Wiens R., Allton J., and Burnett D. S. (2009) Oxygen Isotopes in a Genesis Concentrator Sample. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 2494.
- McKeegan K. D. and Leshin L. A. (2001) Stable Isotope Variations in Extraterrestrial Materials. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 43(1), 279-318.
- McSween H. Y., Jr. and Weissman P. R. (1989) Cosmochemical implications of the physical processing of cometary nuclei. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 3263-3271.
- Meech K. J. and Svoren J. (2004) Using cometary activity to trace the physical and chemical evolution of cometary nuclei. In *Comets II*, pp. 317-335.
- Meibom A. and Clark B. E. (1999) Invited review: Evidence for the insignificance of ordinary chondritic material in the asteroid belt. *Meteoritics and Planetary Science* 34, 7-24.
- Meier R. and Owen T. C. (1999) Cometary deuterium. *SSR* 90, 33-43.

- Meier R., Owen T. C., Jewitts D. C., Matthews H. E., Senay M., Biver N., Bockelée-Morvan D., Crovisier J., and Gautier D. (1998a) Deuterium in Comet C/1995 O1 (Hale-Bopp) : Detection of DCN. *Science* 279, 1707-1710.
- Meier R., Owen T. C., Matthews H. E., Jewitts D. C., Bockelée-Morvan D., Biver N., Crovisier J., and Gautier D. (1998b) A determination of the HDO/H₂O ratio in comet C/1995 O1 (Hale-Bopp). *Science* 279, 842-844.
- Mendoza E. A., Wolkow E., Sunil D., Wong P., Sokolov J., Rafailovich M. H., Den Boer M., and Gafney H. D. (1991) A comparison of iron oxides photodeposited in porous Vycor glass and tetramethoxysilane/methanol/water xerogels. *Langmuir* 7(12), 3046-3051.
- Messenger S. (2000) Identification of molecular-cloud material in interplanetary dust particles. *Nature* 404, 968-971.
- Messenger S., Ito M., Joswiak D. J., Keller L. P., Stroud R. M., Nakamura-Messenger K., Matrajt G., and Brownlee D. E. (2008) Oxygen Isotopic Compositions of Wild 2 Silicates. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 43, 5308.
- Messenger S., Keller L. P., Nakamura-Messenger K., and Nguyen A. (2010) History of Nebular Processing Traced by Silicate Stardust in IDPs. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 2483.
- Messenger S., Stadermann F. J., Floss C., Nittler L. R., and Mukhopadhyay S. (2003) Isotopic Signatures of Presolar Materials in Interplanetary Dust. *Space Science Reviews* 106, 155-172.
- Mikouchi T., Tachikawa O., Hagiya K., Ohsumi K., Suzuki Y., Uesugi K., Takeuchi A., and Zolensky M. E. (2007) Mineralogy and Crystallography of Comet 81P/Wild 2 Particles. In *Lunar and Planetary Institute Conference Abstracts*, pp. 1946.
- Millar T. J., Bennett A., and Herbst E. (1989) Deuterium fractionation in dense interstellar clouds. *Astrophysical Journal* 340, 906-920.
- Nakamura T., Noguchi T., Ozono Y., Osawa T., and Nagao K. (2005) Mineralogy of ultracarbonaceous large micrometeorites. *Meteoritics and Planetary Science* 40, 5046.
- Nakamura T., Noguchi T., Tsuchiyama A., Ushikubo T., Kita N. T., Valley J. W., Zolensky M. E., Kakazu Y., Sakamoto K., Mashio E., Uesugi K., and Nakano T. (2008a) Chondrule-like objects in short-period comet 81P/Wild 2. *Science* 321(5896), 1664-1667.
- Nakamura T., Noguchi T., Yada T., Nakamura Y., and Takaoka N. (2001) Bulk mineralogy of individual micrometeorites determined by X-ray diffraction analysis and transmission microscopy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 4385-4397.
- Nakamura T., Tsuchiyama A., Akaki T., Uesugi K., Nakano T., Takeuchi A., Suzuki Y., and Noguchi T. (2008b) Bulk mineralogy and three-dimensional structures of individual Stardust particles deduced from synchrotron X-ray diffraction and microtomography analysis. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 247-259.
- Nakamura-Messenger K., Keller L. P., Clemett S. J., and Messenger S. (2009a) NM-Scale Anatomy of an Entire Stardust Carrot Track. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1989.

- Nakamura-Messenger K., Messenger S., and Keller L. P. (2009b) Coordinated STEM and NanoSIMS Analysis of Enstatite Whiskers in Interplanetary Dust Particles. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 72, 5330.
- Nesvorný D., Jenniskens P., Levison H. F., Bottke W. F., Vokrouhlický D., and Gounelle M. (2010) Cometary Origin of the Zodiacal Cloud and Carbonaceous Micrometeorites. Implications for Hot Debris Disks. *The Astrophysical Journal* 713, 816-836.
- Nier A. O. and Schlutter D. J. (1993) The thermal history of interplanetary dust particles collected in the Earth's stratosphere. *Meteoritics* 28, 675-681.
- Noguchi T., Nakamura T., and Nozaki W. (2002) Mineralogy of phyllosilicate-rich micrometeorites and comparison with Tagish Lake and Sayama meteorites. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 229-246.
- Noguchi T., Nakamura T., Okudaira K., Yano H., Sugita S., and Burchell M. J. (2007) Thermal alteration of hydrated minerals during hypervelocity capture to silica aerogel at the flyby speed of Stardust. *Meteoritics and Planetary Science* 42, 357-372.
- Noguchi T., Ohashi N., Nishida S., Nakamura T., Aoki T., Toh S., Stephan T., and Iwata N. (2008) Discovery of Antarctic Micrometeorites Containing GEMS and Enstatite Whiskers. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 43, 5129.
- Norton O. R. and Chitwood L. (2008) *Field Guide to Meteors and Meteorites*.
- Ogliore R. C., Westphal A. J., Gainsforth Z., Butterworth A. L., Fakra S. C., and Marcus M. A. (2009) Nebular mixing constrained by the Stardust samples. *Meteoritics and Planetary Science* 44, 1675-1681.
- Okada T., Shirai K., Yamamoto Y., Arai T., Ogawa K., Hosono K., and Kato M. (2006) X-ray Fluorescence Spectrometry of Asteroid Itokawa by Hayabusa. *Science* 312(5778), 1338-1341.
- Olinger C. T., Maurette M., Walker R. M., and Hohenberg C. M. (1990) Neon measurements of individual Greenland sediment particles : proof of an extraterrestrial origin and comparison with EDX and morphological analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 100, 77-93.
- Owen T., Maillard J. P., de Bergh C., and Lutz B. L. (1988) Deuterium on Mars - The abundance of HDO and the value of D/H. *Science* 240, 1767-1770.
- Palme H. (2001) Chemical and isotopic heterogeneity in protosolar matter. Origin and early evolution of solid matter in the Solar System. Roy Soc of London Phil Tr A, vol. 359, Issue 1787, p.2061
- Quirico E., Borg J., Raynal P.-I., Montagnac G., and D'Hendecourt L. (2005a) A micro-Raman survey of 10 IDPs and 6 carbonaceous chondrites. *Planetary and Space Science* 53, 1443-1448.
- Quirico E., Bourot-Denise M., Bonal L., Orthous-Daunay F.-R., Beck P., and Montagnac G. (2009) Structural and Chemical Characterization of the Organic Matter in Metamorphosed CM Carbonaceous Chondrites. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 72, 5208.
- Quirico E., Rouzaud J.-N., Bonal L., and Montagnac G. (2005b) Maturation grade of coals as revealed by Raman spectroscopy: Progress and problems. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy* 61(10), 2368-2377.
- Quirico E., Szopa C., Cernogora G., Lees V., Derenne S., McMillan P. F., Montagnac G., Reynard B., Rouzaud J. N., Fray N., Coll P., Raulin F., Schmitt B., and Minard B.

- (2008) Tholins and their relevance for astrophysical issues. In *IAU Symposium*, pp. 409-416.
- Raisbeck G. M. and Yiou F. (1989) Cosmic ray exposure ages of cosmic spherules. *Meteoritics* 24, 318.
- Raynal P. I. (2003) Etude en laboratoire de matière extraterrestre: implications pour la physico-chimie du Système Solaire primitif. *PhD thesis, Université Paris VI*.
- Reipurth B. (2005) The Early Sun: Evolution and Dynamic Environment. In *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, ASP Conference Series, Vol. 341, Proceedings of a workshop held 8-11 November 2004 in Hawaiï. San Francisco: Astronomical Society of the Pacific, p.54.
- Remusat L., Guan Y., Wang Y., and Eiler J. M. (2010) Accretion and Preservation of D-rich Organic Particles in Carbonaceous Chondrites: Evidence for Important Transport in the Early Solar System Nebula. *The Astrophysical Journal* 713, 1048-1058.
- Remusat L., Palhol F., Robert F., Derenne S., and France-Lanord C. (2006) Enrichment of deuterium in insoluble organic matter from primitive meteorites: A solar system origin? *Earth and Planetary Science Letters* 243, 15-25.
- Remusat L., Robert F., Meibom A., Mostefaoui S., Delpoux O., Binet L., Gourier D., and Derenne S. (2009) Proto-Planetary Disk Chemistry Recorded by D-Rich Organic Radicals in Carbonaceous Chondrites. *The Astrophysical Journal* 698, 2087-2092.
- Rietmeijer F. J. M. (1992) Pregraphitic and poorly graphitised carbons in porous chondritic micrometeorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 1665-1671.
- Rietmeijer F. J. M. (1996) CM-Like interplanetary dust particles in lower stratosphere during 1989 October and 1991 June July. *Meteoritics & Planetary Science* 31(2), 278-288.
- Rietmeijer F. J. M. (2002) The Earliest Chemical Dust Evolution in the Solar Nebula. *Chemie der Erde - Geochemistry* 62(1), 1-45.
- Robert F. (2002) Water and organic matter D/H ratios in the solar system: a record of an early irradiation of the nebula? *Planetary and Space Science* Vol. 50(12-13) p.1227-1234.
- Robert F. (2003) The D/H Ratio in Chondrites. *Space Science Reviews* v.106(1), p.87-101.
- Robert F. (2006) Solar System Deuterium/Hydrogen Ratio. In *Meteorites and the Early Solar System II*, University of Arizona Press, Tucson, 943 pp., p.341-351.
- Robert F., Gautier D., and Dubrulle B. (2000) The solar system D/H ratio : observations and theories. *Space Science Reviews*, 92, 201-224.
- Robert F., Merlivat L., and Javoy M. (1979) Deuterium concentration in the early Solar System: hydrogen and oxygen isotope study. *Nature* 282, 785-789.
- Roskosz M., Leroux H., and Watson H. C. (2008) Thermal history, partial preservation and sampling bias recorded by Stardust cometary grains during their capture. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 195-202.
- Rotundi A., Baratta G. A., Borg J., Brucato J. R., Busemann H., Colangeli L., D'Hendecourt L., Djouadi Z., Ferrini G., Franchi I. A., Fries M., Grossemy F., Keller L. P., Mennella V., Nakamura K., Nittler L. R., Palumbo M. E., Sandford S. A., Steele A., and Wopenka B. (2008) Combined micro-Raman, micro-infrared, and field emission scanning electron microscope analyses of comet 81P/Wild 2 particles collected by Stardust. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 367-397.

- Rubin A. E. (1997) Mineralogy of meteorite groups - an update. *Meteoritics and Planetary Science* 32, 733-734.
- Rubin A. E., Scott E. R. D., and Keil K. (1982) Microchondrule-bearing clast in the Piancaldoli LL3 meteorite - A new kind of type 3 chondrite and its relevance to the history of chondrules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, 1763-1776.
- Sandford S. A., Aléon J., Alexander C. M. O. D., Araki T., Bajt S., Baratta G. A., Borg J., Bradley J. P., Brownlee D. E., Brucato J. R., Burchell M. J., Busemann H., Butterworth A., Clemett S. J., Cody G., Colangeli L., Cooper G., D'Hendecourt L., Djouadi Z., Dworkin J. P., Ferrini G., Fleckenstein H., Flynn G. J., Franchi I. A., Fries M., Gilles M. K., Glavin D. P., Gounelle M., Grossemy F., Jacobsen C., Keller L. P., Kilcoyne A. L. D., Leitner J., Matrajt G., Meibom A., Mennella V., Mostefaoui S., Nittler L. R., Palumbo M. E., Papanastassiou D. A., Robert F., Rotundi A., Snead C. J., Spencer M. K., Stadermann F. J., Steele A., Stephan T., Tsou P., Tylliszczak T., Westphal A. J., Wirick S., Wopenka B., Yabuta H., Zare R. N., and Zolensky M. E. (2006) Organics Captured from Comet 81P/Wild 2 by the Stardust Spacecraft. *Science* 314, 1720-1724.
- Schramm D. N. (1998) Big Bang Nucleosynthesis and the Density of Baryons in the Universe. *Space Science Reviews* 84, 3-14.
- Scott E. R. D. and Krot A. N. (2005) Chondritic Meteorites and the High-Temperature Nebular Origins of Their Components. In *Chondrites and the Protoplanetary Disk*, ASP Conf. Series, Vol. 341 San Francisco: Astronomical Society of the Pacific, p.15
- Sears D. W. (1978) Condensation and the composition of iron meteorites. *Earth and Planetary Science Letters* 41, 128-138.
- Sephton M. A., Verchovsky A. B., Bland P. A., Gilmour I., Grady M. M., and Wright I. P. (2003) Investigating the variations in carbon and nitrogen isotopes in carbonaceous chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2093-2108.
- Shu F. H., Najita J. R., Shang H., and Li Z. Y. (2000) X-Winds Theory and Observations. *Protostars and Planets IV*, University of Arizona Press, p. 789.
- Shu F. H., Shang H., Glassgold A. E., and Lee T. (1997) X-rays and fluctuating X-winds from protostars. *Science* 277(5331), 1475-1479.
- Shu F. H., Shang H., and Lee T. (1996) Toward an astrophysical theory of chondrites. *Science* 271, 1545-1552.
- Simon S. B., Joswiak D. J., Ishii H. A., Bradley J. P., Chi M., Grossman L., Aléon J., Brownlee D. E., Fallon S., Hutcheon I. D., Matrajt G., and McKeegan K. D. (2008) A refractory inclusion returned by Stardust from comet 81P/Wild 2. *Meteoritics and Planetary Science* 43, 1861-1877.
- Slodzian G., Daigne B., Girard F., Boust F., and Hillion F. (1992) Scanning secondary ion analytical microscopy with parallel detection. *Biol Cell* 74, 43-50.
- Stephan T., Flynn G. J., Sandford S. A., and Zolensky M. E. (2008) TOF-SIMS analysis of cometary particles extracted from Stardust aerogel. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 285-298.
- Stodolna J., Jacob D., and Leroux H. (2009) Mineralogy and Petrology of Stardust Particles Extracted from the Walls of Track 80. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1762.

- Stodolna J., Jacob D., and Leroux H. (2010) Mineralogy of Stardust Track 80: Evidences for Aqueous Alteration and Igneous Process. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 1657.
- Suavet C., Alexandre A., Franchi I. A., Gattacceca J., Sonzogni C., Folco L., Greenwood R. C., and Rochette P. (2009) Oxygen Isotope Ratios of Large Cosmic Spherules: Carbonaceous and Ordinary Chondrite Parent Bodies. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XL*, #1776 (CD-ROM).
- Taylor S., Alexander C. M. O. D., Delaney J., Ma P., Herzog G. F., and Engrand C. (2005) Isotopic fractionation of iron, potassium, and oxygen in stony cosmic spherules : implications for heating histories and sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 2647-2662.
- Taylor S. and Lever J. H. (2001) Seeking unbiased collections of modern and ancient micrometeorites. In *Accretion of extraterrestrial matter throughout Earth's history*, pp. 205-219. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York.
- Taylor S., Lever J. H., and Harvey R. P. (1998) Accretion rate of cosmic spherules measured at the South Pole. *Nature* 392, 899-903.
- Thomas K. L., Blanford G. E., Keller L. P., Klöck W., and McKay D. (1993) Carbon abundance and silicate mineralogy of anhydrous interplanetary dust particles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1551-1566.
- Thomas K. L., Keller L. P., Blandford G. E., and Mc Kay D. S. (1992) High carbon contents in IDPs : Hydrated particles from cometary sources? *Meteoritics* 27, 296-297.
- Tielens A. G. G. M. (2009) Origin and Evolution of the Interstellar Medium. In *Astrophysics in the Next Decade*, Astrophysics and Space Science Proceedings, Springer Netherlands, p. 271, pp. 271.
- Tomeoka K. and Buseck P. R. (1988) Matrix mineralogy of the Orgueil CI carbonaceous chondrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1627-1640.
- Tomeoka K., Tomioka N., and Ohnishi I. (2008) Silicate minerals and Si-O glass in comet Wild 2 samples: Transmission electron microscopy. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 273-284.
- Toppani A. and Libourel G. (2001) Conditions of atmospheric entry of micrometeorites. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXII*, #1520.
- Toppani A. and Libourel G. (2003) Factors controlling compositions of cosmic spinels: application to atmospheric entry conditions of meteoritic materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 4621-4638.
- Toppani A., Robert F., Libourel G., de Donato P., Barres O., D'Hendecourt L., and Ghanbaja J. (2005) A 'dry' condensation origin for circumstellar carbonates. *Nature* 437, p.1121.
- Treiman A. H., Barrett R. A., and Gooding J. L. (1993) Preterrestrial aqueous alteration of the Lafayette (SNC) meteorite. *Meteoritics* 28, 86-97.
- Tsou P., Brownlee D. E., Hörz F., Newburn R. L., Sandford S. A., Sekanina Z., and Zolensky M. E. (2004) STARDUST Sample Collection at Wild 2 and Its Preliminary Examination. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, #1898.
- Tuinstra F. and Koenig J. L. (1970) Raman Spectrum of Graphite. *Journal of Chemical Physics* 53, 1126-1130.

- van Boekel R., Min M., Leinert C., Waters L. B. F. M., Richichi A., Chesneau O., Dominik C., Jaffe W., Dutrey A., Graser U., Henning T., de Jong J., Köhler R., de Koter A., Lopez B., Malbet F., Morel S., Paresce F., Perrin G., Preibisch T., Przygodda F., Schöller M., and Wittkowski M. (2004) The building blocks of planets within the 'terrestrial' region of protoplanetary disks. *Nature* 432, 479-482.
- van Ginneken M., Folco L., and Rochette P. (2008) Micrometeorites in the 400-1100 µm Size Range from the Transantarctic Mountains. *Meteoritics and Planetary Science*, 43, pp.5084.
- van Ginneken M., Folco L., Rochette P., and Perchiazzi N. (2009) Spherulitic Aggregates of Chondritic Origin from the Transantarctic Mountain Micrometeorite Traps. *Meteoritics and Planetary Science Supplement* 72, 5123.
- Van Krevelen D. W. (1993) *Coal Typology, Physics, Chemistry, Constitution*. Elsevier, Amsterdam.
- Vokrouhlický D. and Farinella P. (2000) Efficient delivery of meteorites to the Earth from a wide range of asteroid parent bodies. *Nature* 407, 606-608.
- Walter J., Brandstätter F., Kurat G., Koeberl C., and Maurette M. (1995a) Cosmic spherules, micrometeorites and chondrules. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXVI*, 1457-1458.
- Walter J., Kurat G., Brandstätter F., Koeberl C., and Maurette M. (1995b) The abundance of ordinary chondrite debris among Antarctic micrometeorites. *Meteoritics* 30, 592-593.
- Watson L. L., Hutcheon I. D., Epstein S., and Stolper E. M. (1994) Water on Mars - Clues from Deuterium / Hydrogen and Water Contents of Hydrous Phases in SNC Meteorites. *Science* 265, 86.
- Weaver H. A. (2004) PERSPECTIVE: Not a Rubble Pile? *Science* 304(5678), 1760b-1762.
- Weisberg M. K. and Connolly H. C. (2008) Stardust comet samples and the relationship to chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement* 72, 1012.
- Wirick S., Leroux H., Tomeoka K., Zolensky M., Flynn G. J., Tyliszczak T., Butterworth A., Tomioka N., Ohnishi I., Nakamura-Messenger K., Sandford S., Keller L., and Jacobsen C. (2007) Carbonates Found in Stardust Aerogel Tracks. *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXVIII*, #1534 (CD-ROM).
- Wooden D. H. (2008) Cometary Refractory Grains: Interstellar and Nebular Sources. *Space Science Reviews* 138, 75-108.
- Wopenka B. (1988) Raman observations on individual interplanetary dust particles. *Earth and Planetary Science Letters* 88, 221-231.
- Wopenka B. and Pasteris J. D. (1993) Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite; applicability of Raman microprobe spectroscopy. *American Mineralogist* 78(5-6), 533-557.
- Wozniakiewicz P. J., Ishii H. A., Kearsley A. T., Burchell M. J., Bradley J. P., Teslich N., and Cole M. J. (2010) Survivability of Cometary Phyllosilicates in Stardust Collections and Implications for the Nature of Comets. In *Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts*, pp. 2357.
- Yada T. and Kojima H. (2000) The collection of micrometeorites in the Yamato meteorite ice field of Antarctica in 1998. *Antarctic Meteorite Research*. Twentyfourth Symposium on Antarctic Meteorites, NIPR Symposium No. 13, held in Tokyo, p.9.

- Yada T., Nakamura T., Noguchi T., Matsumoto N., Kusakabe M., Hiyagon H., Ushikubo T., Sugiura N., Kojima H., and Takaoka N. (2005) Oxygen isotopic and chemical compositions of cosmic spherules collected from the Antarctic ice sheet: Implications for their precursor materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 5789-5804.
- Yang J. and Epstein S. (1983) Interstellar organic matter in meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 2199-2216.
- Yurimoto H., Krot A. N., Choi B.-G., Aléon J., Kunihiro T., and Brearley A. J. (2008) Oxygen Isotopes of Chondritic Components. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 68, 141-186.
- Zinner E. (1997) Presolar material in meteorites: an overview. *Astrophysical implications of the laboratory study of presolar materials*. AIP Conf. Proceedings, 402, pp. 3-26.
- Zolensky M., Bland P., Bradley J., Brearley A., Brennan S., Bridges J., Brownlee D., Butterworth A., Dai Z., Ebel D., Genge M., Gounelle M., Graham G., Grossman J., Grossman L., Harvey R., and Ishii H. K., A.; Keller, L.; Krot, A.; Langenhorst, F.; Lanzirotti, A.; Leroux, H.; Matrajt, G.; Messenger, K.; Mikouchi, T.; Nakamura, T.; Ohsumi, K.; Okudaira, K.; Perronnet, M.; Rietmeijer, F.; Simon, S.; Stephan, T.; Stroud, R.; Taheri, M.; Tomeoka, K.; Toppani, A.; Tsou, P.; Tsuchiyama, A.; Velbel, M.; Weber, I.; Weisberg, M.; Westphal, A.; Yano, H.; Zega, T. (2006a) Mineralogy and Petrology of Comet Wild2 Nucleus Samples - Final Results of the Preliminary Examination Team. *Meteoritics & Planetary Science*, 41 suppl., A167.
- Zolensky M., Nakamura-Messenger K., Rietmeijer F., Leroux H., Mikouchi T., Ohsumi K., Simon S., Grossman L., Stephan T., Weisberg M., Velbel M., Zega T., Stroud R., Tomeoka K., Ohnishi I., Tomioka N., Nakamura T., Matrajt G., Joswiak D., Brownlee D., Langenhorst F., Krot A., Kearsley A., Ishii H., Graham G., Da Z. R., Ch M., Bradley J., Hagiya K., Gounelle M., Keller L., and Bridges J. (2008) Comparing Wild 2 particles to chondrites and IDPs. *Meteoritics & Planetary Science* 43(1-2), 261-272.
- Zolensky M. E. and Barrett R. A. (1994) Compositional variations of olivines and pyroxenes in chondritic interplanetary dust particles. *Meteoritics* 29, 616-620.
- Zolensky M. E. and Thomas K. L. (1995) Iron and iron-nickel sulfides in chondritic interplanetary dust particles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4707-4712.
- Zolensky M. E., Zega T. J., Yano H., Wirick S., Westphal A. J., Weisberg M. K., Weber I., Warren J. L., Velbel M. A., Tsuchiyama A., Tsou P., Toppani A., Tomioka N., Tomeoka K., Teslich N., Taheri M., Susini J., Stroud R., Stephan T., Stadermann F. J., Snead C. J., Simon S. B., Simionovici A., See T. H., Robert F., Rietmeijer F. J. M., Rao W., Perronnet M. C., Papanastassiou D. A., Okudaira K., Ohsumi K., Ohnishi I., Nakamura-Messenger K., Nakamura T., Mostefaoui S., Mikouchi T., Meibom A., Matrajt G., Marcus M. A., Leroux H., Lemelle L., Le L., Lanzirotti A., Langenhorst F., Krot A. N., Keller L. P., Kearsley A. T., Joswiak D., Jacob D., Ishii H., Harvey R., Hagiya K., Grossman L., Grossman J. N., Graham G. A., Gounelle M., Gillet P., Genge M. J., Flynn G., Ferroir T., Fallon S., Ebel D. S., Dai Z. R., Cordier P., Clark B., Chi M., Butterworth A. L., Brownlee D. E., Bridges J. C., Brennan S., Brearley A., Bradley J. P., Bleuett P., Bland P. A., and Bastien R. (2006b) Mineralogy and Petrology of Comet 81P/Wild 2 Nucleus Samples. *Science* 314, 1735-1739.